

13



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

SISMICIDAD EN LA REGION DEL VOLCAN TACANA,
CHIAPAS, DURANTE SEPTIEMBRE DE 1997 Y SU
EVALUACION EN EL RIESGO VOLCANICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

CESAR HONORIO LOPEZ MARTINEZ



ASESOR DE TESIS: DR. CARLOS VALDES GONZALEZ

CIUDAD UNIVERSITARIA

SEPTIEMBRE 2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**SISMICIDAD EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN
TACANÁ, CHIAPAS, DURANTE SEPTIEMBRE DE
1997 Y SU EVALUACIÓN EN EL RIESGO
VOLCÁNICO**

Tesis que para obtener el grado de Ingeniero Geofísico

Presenta:

César Honorio López Martínez

Asesor de Tesis:

Dr. Carlos Valdés González

Ciudad Universitaria

Septiembre 2002





FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-111

SR. CESAR HONORIO LOPEZ MARTINEZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Carlos Valdés González y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

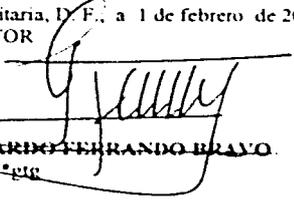
**SISMICIDAD EN LA REGION DEL VOLCAN TACANA (CHIAPAS) DURANTE
SEPTIEMBRE DE 1997 Y SU EVALUACION EN EL RIESGO VOLCANICO**

- RESUMEN
- INTRODUCCION
- I GEOGRAFIA DE LA REGION
- II PELIGROS DEL VOLCAN TACANA
- III OBSERVACION DE SISMICIDAD
- IV ANALISIS DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS
- APENDICE

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 1 de febrero de 2002
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO
GFB*RLLR*pic




Volcan Tacana

CELESTIAL DREAM

Here in the Universe, I find some things that are so hard to understand. The vastness of space just takes my breath away. I see through history. The years they come and go. The seconds that will shape my destiny. The time that we spend here is precious, that I see so clear. What is our place in here? What is the meaning of the pain we feel? Where did all this come from? The galaxies, the moon, the stars, oh I don't know. I really want to know what is the meaning of evolution. They say that we are the crown of all creation. So let's break free from these chains. Of fear, hate and greed. And join together singing our Celestial Dream. Freedom is awaiting for those who take the path less traveled. And in the end we'll all sing our Celestial Dream.

Stratovarius

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi familia, sobre todo a mi madre Elia y a mi hermano Héctor que me apoyaron y me motivaron para seguir adelante.

Agradezco a la UNAM por haberme ofrecido todas las herramientas para desarrollarme.

Agradezco al Dr. Carlos Valdés por sus conocimientos y dedicación para desarrollar éste trabajo.

A los Drs. Servando de la Cruz, Marco Guzmán, José Luis Macías y Martín Cárdenas por su apoyo para mejorar ésta tesis con sus puntos de vista

A la Coordinación de Instrumentación del CENAPRED por su apoyo técnico, comentarios y por darme el material necesario para realizar éste trabajo: a Enrique Guevara, Gilberto Castelán, Javier Ortiz, Ana Alarcón, Cesar Morquecho, Germán Espitia, Paulino Rivera y Laura Gaytán. Al área de riesgos volcánicos: Alicia Martínez, Angel Gomez, Gerardo Jiménez e Hidromiro Romero. A Felipe de la Rosa y el Ing. Alonso Echavarría por su aliento y compañerismo. A Raul arámbula por sus observaciones a esta tesis y su amistad

A los amigos de la Facultad de Ingeniería por compartir grandes momentos en la carrera. Noemi, Luis Victoria, Ins, Luis Federico, Lucelda, Jorge, Edgar, Adriana, y Héctor Bolaños. A los defensores de la fe: Marco, Alejandro y Oscar

A toda la gente del Museo de Geología, principalmente al Ing. Julio Caballero por sus palabras para seguir adelante, al Mtro. Luis Espinoza y a los anfitriones Marcela, Leticia, Carlos, Jesús, Daniel, Yolanda, Almicar y muchos mas.

A los escaladores que nunca han dejado de motivarme y me han brindado una grata amistad: Iván y familia, Raúl, Ulises, Alfredo, Héctor, Jorge Neyra, y Jose Manuel de Compañía "Vivac".

A Marypaz y Adan por su amistad, consejos y tiempo brindado hacia mi para crecer.

Al Ing. Esteban Ramos por proporcionarme apoyo con datos de elevación del terreno para éste trabajo.

A Berenice, Silvia y Elsa por aguantarme.

Gracias a ti Rosy, por darme apoyo, compañía, comprensión, sinceridad, cariño y amor.

Son muchas mas las personas que de alguna u otra forma me apoyaron en éste trabajo y durante mi estancia en la Facultad de Ingeniería que no tengo espacio para mencionar a todos. Se los agradezco.

INDICE

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
CAPÍTULO I. GEOGRAFÍA DE LA REGIÓN	6
CAPÍTULO II. PELIGROS DEL VOLCÁN TACANÁ	18
CAPÍTULO III. OBSERVACIÓN DE SISMICIDAD	45
CAPÍTULO IV. ANÁLISIS DE RESULTADOS	66
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS	82
APÉNDICE	1

RESUMEN

Se presenta el estudio de los registros de dos estaciones sísmicas de monitoreo cercanas al volcán Tacaná durante el periodo del 11 al 23 de septiembre de 1997. El objetivo de este estudio es conocer el estado que guarda el volcán Tacaná mediante la localización de eventos sísmicos y su posterior análisis para determinar su origen. Para ello se propuso un modelo cortical de velocidades para el volcán y el registro de tiempos de arribo de las fases P y S así como la longitud de cada uno de los eventos sísmicos. Como causa de usar dos estaciones y teniendo libre una variable en el algoritmo de localización, se varió la profundidad y se redujo al mínimo (menos de 3 seg.) el error residual y los errores horizontales y verticales con menos de 1 Km para obtener una localización óptima. Como resultado se da una propuesta para distribuir 46 eventos localizados a lo largo de la región sureste del Estado de Chiapas. Entre éstos eventos se reconocieron dos sismos aislados de tipo volcanotectónico (VT) relacionados al Tacaná considerándolo como volcán activo, representando un riesgo para las poblaciones aledañas. El resto de los eventos se les atribuye su origen a la actividad tectónica regional, tanto de la zona de subducción como de las fallas transformantes así como fallas y fracturamientos someros de la corteza de la región, infiriendo un riesgo sísmico potencial.

INTRODUCCIÓN

En la frontera sureste con Guatemala, a partir de diciembre de 1985 comenzó un incremento en la sismicidad en el volcán Tacaná. Consecuentemente se implementó un monitoreo en el volcán en enero de 1986 para observar su comportamiento. Se utilizó instrumentación, tal como inclinómetros de burbuja e inclinómetros secos, para observar cambios en la deformación del terreno, lo que no ocurrió durante el periodo de enero de 1985 a junio de 1986. También se utilizaron detectores de gas radón así como el muestreo frecuente de algunos manantiales cercanos al volcán. Otro método de observación fue el sísmico, con una red de 3 sismógrafos portátiles, mediante los cuales se interpretaron dos conjuntos de sismos: el primer conjunto fue la actividad previa al 20 de abril de 1986 que se concentró entre 15 y 25 Km. en dirección E-ENE de la cima del volcán entre los que se encuentra el evento de $M = 5.0$ del 3 de febrero que causó algunos daños en varios poblados de Guatemala; y el segundo conjunto posterior la fecha mencionada, que se localizó en el flanco SW del volcán incluyendo los enjambres del 7 al 9 de mayo, en donde ambos conjuntos se observa bien definida las fases P y S y dominio de alta frecuencia. Sin embargo, no se reportaron eventos tipo B (Minakami, 1974) ó tremor de algún tipo (De la Cruz-Reyna, et al., 1989, De la Cruz-Reyna, et al., 1986, M. Mena, et. al., 1986).

Un nuevo enjambre de sismos comenzó el 7 de mayo de 1986, ocurriendo en promedio de uno por minuto y acompañados por ruidos subterráneos que continuaron por 23 horas. El 8 de mayo, ocurrió una explosión freática moderada que abrió una chimenea de 20 m de diámetro que lanzó una pequeña cantidad de ceniza y levantó una pluma de vapor de 300 m de altura, destruyendo la vegetación parcialmente en un área de 20000 m². Este cráter apareció en el flanco superior suroeste a una altura de 3 800 m y a partir de éste suceso la sismicidad comenzó a decrecer. Se reportó que alrededor de 17 000 personas, la mayoría residentes de poblados y caseríos cercanos al volcán fueron evacuados (SEAN Bulletin 11:04, Global Volcanism Program, 1986).

Desde entonces se ha tenido un seguimiento discontinuo del monitoreo sísmico, de deformación y geoquímica del volcán Tacaná. Sin embargo por diversas razones no se ha logrado concretar una vigilancia continua y sistemática.

La palabra Tacaná viene del vocablo "Ta-kak-ná" del grupo étnico Mame, originario de la región del Soconusco, que significa "Casa ó refugio del fuego", ello nos permite decir que posiblemente las culturas anteriores a la llegada de los españoles a ésta región conocían la actividad de éste volcán, sin embargo no se dispone de algún documento ó registro anterior al de 1850 que habla acerca de la actividad del Tacaná. Recientemente, en el trabajo de Macías et al.(2000) se hace referencia a ciertos descubrimientos en la zona arqueológica de Izapa en donde se han descubierto varios montículos que reflejan la forma de la montaña, vinculados a la actividad volcánica del Tacaná.

Éste volcán, junto con el Popocatepetl, el de Colima, Pico de Orizaba, el Ceboruco, Chichón y San Andrés Tuxtla son los volcanes con mayor índice de erupciones históricas registradas en la República Mexicana y por tanto de posible actividad eruptiva futura. El continuo crecimiento de la población cercana a éstos volcanes aumenta el riesgo potencial de una catástrofe futura sobre todo si no se lleva a cabo su vigilancia volcánica.

Actualmente hay una mayor conciencia por parte de las autoridades, especialistas y comunidades alrededor de éstos volcanes que se cuestionan sobre el estado actual de los mismos, pero es apenas el principio. Las manifestaciones efusivas del volcán de Colima en 1991, 1998 y finales de 2001, y principios del 2002 y hasta la fecha, la enorme erupción del Chichón en 1982, y las recientes erupciones del Popocatepetl en diciembre del 2000 y enero del 2001 son los indicadores de que aún se encuentran activos varios volcanes mexicanos y pone en riesgo gran cantidad de población e infraestructura (ver Apéndice D). Por tanto, la razón de éste trabajo es hacer una propuesta y contribución de algunos datos existentes cercanos al volcán Tacaná y evaluar su estado de actividad.

Éste trabajo consta de cuatro capítulos en donde se trató de recopilar y evaluar todas las referencias bibliográficas y los registros sísmicos existentes de este volcán.

En el Capítulo 1 se da una breve descripción de la región circundante del volcán Tacaná tal como es la situación geográfica, demográfica, económica, y dirigiéndose hacia la parte geológica y tectónica donde se relaciona al volcán así como las referencias existentes del Tacaná en publicaciones abarcando diversas disciplinas, sobre todo la geología y geoquímica del volcán.

A pesar de no obtener la información disponible de las actividades eruptivas del volcán Tacaná, no se puede decir con exactitud qué tipo de peligros se han desarrollado durante la evolución de éste volcán. Una erupción volcánica, de acuerdo a su intensidad, composición

del magma, cantidad de volátiles, tipo de edificio y geomorfología de la región, puede producir diversos peligros volcánicos. Sin embargo, éstos mecanismos eruptivos no se les puede denominar riesgosos sino hasta el momento que afectan vidas humanas y la infraestructura tanto económicas como materiales. De manera breve, usando los recursos de los mas recientes trabajos que existen de éste volcán, en el **Capítulo II** se da una descripción de los posibles mecanismos eruptivos que pueden surgir del Tacaná si tuviera una erupción magnética ó freatomagnética, enfatizando la naturaleza del origen principalmente de flujos piroclásticos, lahares ó flujos de lodo, colapsos estructurales y caída de tetra. Mediante éstos datos, se trata de vincularlos con la información que se tiene de la distribución demográfica, de viviendas particulares y producción económica de la región haciendo saber la forma directa de afectación por peligros volcánicos.

Durante una campaña, al principio constante, de la instalación de la red sísmica para el volcán Tacaná en 1997 fue nulo el análisis de los datos, o sea los sismogramas de las estaciones instaladas, desafortunadamente por fallas técnicas y menores recursos ésta red fue decayendo hasta su desmantelación entre el 2000 y 2001. La mayoría de los registros tienen la dificultad de observarse debido a la compresión de trazas. Sin embargo, se selecciono un periodo de los registros donde éstas dificultades eran mínimas y se obtuvo el periodo que va desde el 11 hasta el 23 de septiembre de 1997.

En el **Capítulo III** habla de forma introductoria de localizar los eventos sísmicos a partir de sismogramas, es decir, se desarrollaron los pasos de registro de las fases P y S de las señales, las clasificaciones existentes de los sismos volcánicos y su posible origen, así como ejemplos de señales sísmicas de algunos volcanes del continente americano, se presenta la justificación del uso del algoritmo de localización HYPOCENTER y sus ventajas con otros algoritmos con el mismo fin, y se describe brevemente la teoría de inversión para el programa HYPOCENTER en los Apéndices A y B. Se propone un modelo cortical de velocidades para usarse en el programa HYPOCENTER debido a la contrastante diferencia geológica de terreno donde sobreyace el volcán Tacaná. También se delimita la probable profundidad de los eventos registrados en el mismo programa.

Los resultados de la localización y las estadísticas de los eventos registrados se muestran en el **Capítulo IV** en donde se describe brevemente las principales localizaciones, las dificultades encontradas, así como el posible error no cuantificado y limitación que pueden tener los resultados al usar solamente dos estaciones sísmicas. En el mismo capítulo se

tener los resultados al usar solamente dos estaciones sísmicas. En el mismo capítulo se discuten éstos resultados reportándose ciertas alineaciones de los eventos así como frecuente sísmicidad en la región que, a pesar de no tener alto grado de magnitud si es considerable al observar que en esa región existen diversas poblaciones sobre todo la ciudad de Tapachula y por tanto, el reconocimiento de un riesgo sísmico. También se hacen unas breves recomendaciones de los resultados obtenidos y conclusiones a éste trabajo que ponen de manifiesto el no pasar desapercibido la alta actividad sísmica y posiblemente volcánica que existe en ésta región.

CAPITULO I. GEOGRAFIA DE LA REGIÓN

I.1 FISIOGRAFÍA DEL VOLCÁN TACANÁ

El volcán Tacaná representa el comienzo de la extensa cadena de volcanes del cinturón de Centroamérica (CVC) y ha manifestado actividad volcánica. Es uno de los puntos del límite internacional entre México (Chiapas) y Guatemala (Departamento de San Marcos), respectivamente (figura 1). Sus coordenadas geográficas son 15.13° latitud norte y 92.10° longitud oeste y tiene una elevación sobre el nivel del mar de 4060 m.

En el estado de Chiapas pertenece al municipio de Unión Juárez y se encuentra rodeado por 11 municipios en un radio de 40 Km.

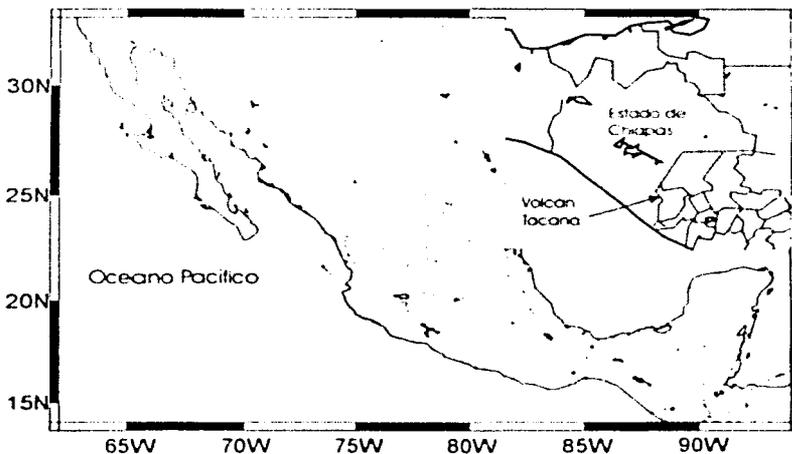


Figura 1. Ubicación del volcán Tacaná, en el Estado de Chiapas, perteneciente al cinturón volcánico centroamericano (CVC).

En el Estado de Chiapas se reconoce sólo al volcán Tacaná y al El Chichón como activos. El Chichón se encuentra aislado del resto de las regiones volcánicas. Los municipios aledaños al volcán Tacaná se muestran en la figura 2:

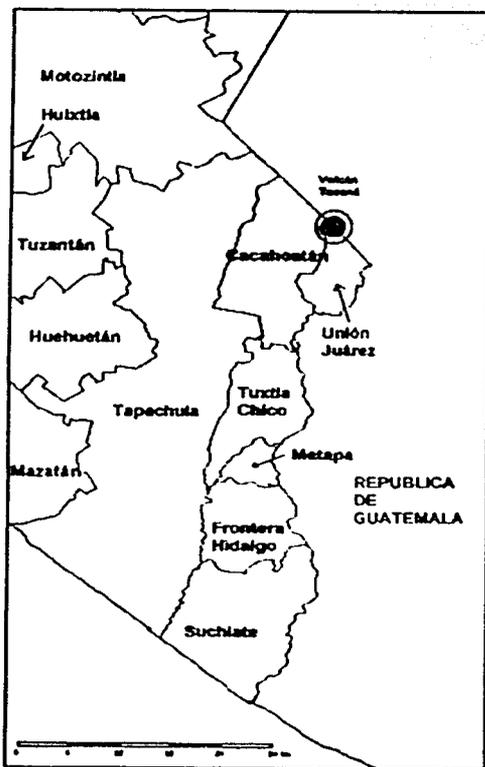


Figura 2. Municipios aledaños al volcán Tacaná en el estado de Chiapas

El Estado de Chiapas se caracteriza por contar con varios tipos de relieve, y por tanto, distintos climas e hidrografía. El volcán Tacaná pertenece a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre de Chiapas.

1.2 CLIMA DE LA REGIÓN

Aunque el volcán Tacaná se localiza en la zona tropical, cuenta con climas frescos debido a su altitud que tiene. Sin embargo, se registra un gradiente de descenso de temperatura de 0.56 °C por cada 100 m de incremento de altura. La precipitación anual varía de 3 000 a 4 500 mm (Huixtla) pasando por 2 500 mm (Tapachula) hasta 1 000 mm (Motozintla) con una temperatura media de 19 a 27.8 °C en Tapachula (De la Rosa, et a. 1989).

1.3 VEGETACIÓN

En las partes altas del volcán se encuentran bosques templados ó de coníferas. De los 2 300 a los 1 200 m.s.n.m. predomina la selva mediana y baja siempre verde con altura del estrato arbóreo superior generalmente menor de 35 m y comúnmente de 25 m y que se encuentra bien desarrollada en laderas, barrancas abruptas y valles altos aledaños al volcán (De la Rosa, et a. 1989).

1.4 HIDROGRAFÍA

El Estado de Chiapas cuenta con un gran número de corrientes fluviales. La región del Tacaná pertenece a la vertiente del Pacífico, sus ríos principales son el Coatán, Cahuaacán y Suchiate, todos desembocan en el Océano Pacífico. El río Coatán cruza el municipio de Tapachula por el Oeste, mientras que el río Cahuaacán lo hace por la parte oriente del municipio; el Coatán se pierde en los pantanos costeros, mientras que el Cahuaacán desemboca en la barra Cuyuaacán. El río Suchiate tiene su origen en Guatemala, y sus últimos 85 Km de longitud forman la frontera entre ése país y México, atraviesa los municipios de Cacaohatán y Suchiate, antes de desembocar al mar por la bahía de Ocos. Otros afluentes menores tales como manantiales se encuentran en la localidad de Agua Caliente, al sureste de ésta localidad y que posiblemente surgen del contacto entre la roca intrusiva y las rocas volcánicas del Terciario (De la Rosa, et a. 1989). Por la orografía de la región, todos los afluentes superficiales descritos desembocan en el Océano Pacífico y por tanto pasan por las mayores comunidades de los municipios aledaños al volcán.

1.5 POBLACIÓN Y ACTIVIDAD ECONÓMICA

Dentro de ésta particular región de Chiapas conviven diferentes grupos sociales, étnicos y de extranjeros, sobre todo de centroamericanos por el fácil acceso al territorio mexicano. Antes del año 1500, la región estaba poblada por diferentes grupos étnicos y debido a la inaccesibilidad de la mayoría del estado, Chiapas no fue afectado tanto como en otras regiones del país por la marginación étnica debido a la conquista española causando una pobre migración de extranjeros europeos y nacionales preservando un gran número a los grupos étnicos. La zona aledaña al volcán se encuentra dominada por el grupo de los mames y por desplazamientos étnicos de Guatemala.

Existen 7 municipios que podrían ser afectados por algún riesgo directo (comunicación personal Ing. Esteban Ramos, 2001). En la tabla 1 se muestran las principales características demográficas de estos municipios.

Municipio	Población total	Viviendas totales	Número de poblados	Ciudad principal
Cacahoatán	39 033	7 833	95	Cacahoatán
Frontera Hidalgo	10 917	2 284	15	Frontera Hidalgo
Metapa	4 794	1 054	7	Metapa de Domínguez
Suchiate	30 251	6 727	157	Cd Hidalgo
Tapachula	271 674	61 916	493	Tapachula
Tuxtla Chico	33 467	6 843	42	Tuxtla Chico
Unión Juárez	13 934	2 806	38	Unión Juárez
Total	404 070	92 463	847	

Tabla 1. Aspectos demográficos de los municipios aledaños al volcán Tacaná. Tomado de INEGI [2001].

En su mayoría, la población de Chiapas viven en el medio rural, en poblados pequeños y en caseríos diseminados en los márgenes de pequeñas propiedades. Sin embargo, cabe resaltar que ciudades, como Tapachula, concentran una alta población (véase la figura 3).

Las condiciones naturales y distintos procesos históricos y económicos han determinado que el desarrollo económico y las vocaciones productivas, sean distintas en las diferentes zonas de la entidad. De esta manera, se pueden reconocer en el estado 9 regiones económicas, muy diferentes de las regiones estrictamente físicas y que pesan cada una en

torno, a una ciudad que funge como centro rector. El volcán Tacaná cae en la región núm. 8 llamada "Soconusco" y que consta de 16 municipios, que está estrechamente ligada a los mercados internacionales. El desarrollo económico tanto de la industria, ganadería, comercio y turismo no se han desarrollado tanto como la actividad agrícola (De la Rosa, et a. 1989).

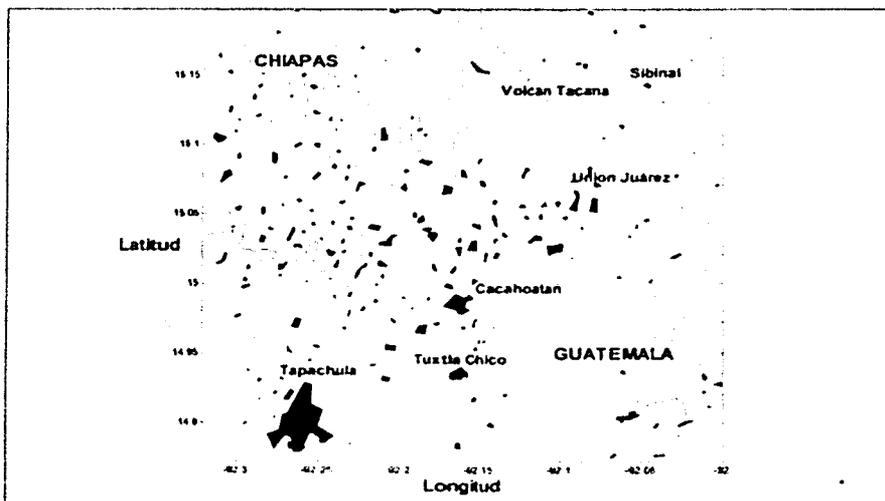


Figura 3. Principales ciudades y poblaciones (polígono negros) alrededor del volcán Tacaná.

Su agricultura se ha basado primordialmente en las producciones de café, plátano, y más recientemente de soya, además de la caña de azúcar y de los frutos tropicales. El suelo productor es clasificado como andisol y son derivados de la actividad volcánica del Tacaná en el pasado, son suelos de buena fertilidad debido a los altos porcentajes de Ca, Mg, K, y Na, con textura limosa, arcillo-limosa y que fácilmente se erosionan cuando no existen prácticas de conservación (Ramos H. S., 1999). En cuanto a la producción de cacao, éste se realiza, en asociación al cultivo de café en los municipios de Tuzantán, Tuxtla Chico y Cacahuatán.

1.6 TRABAJOS PREVIOS

Existen algunas menciones sobre el volcán como las de Humboldt (1867), Montessus de Ballore (1884), Sapper, (1896, 1897, 1917, 1927) y Böse (1903,1905). Mülleried (1951) describió la actividad volcánica y sísmica así como su descripción de la petrología (ver Tabla 10).

De la Cruz y Hernández, (1986), son los primeros en mencionar una descripción mas objetiva y sistemática de la naturaleza del volcán con el fin de evaluar el potencial geotérmico de éste para futuras prospecciones de Comisión Federal de Electricidad (CFE) de México.

Medina (1986), reporta gran cantidad de fumarolas a los 3 200 – 3 600 m.s.n.m. ubicadas al suroeste-noroeste del volcán, que corresponden a una fase líquida de un sistema geotérmico con temperaturas de 260 °C en fase gaseosa y 282 °C en fase líquida. Concluye que el fracturamiento que existe en el volcán favorece la circulación de fluidos geotérmicos e infiltración de agua. Análisis de proporciones de $H_2/He/Ar$ y la relación N_2/Ar indican una asociación del sistema a una fuente magmática. Hay que destacar que su trabajo de campo fue llevado a cabo un año antes de los eventos registrados de 1986 cuyo objetivo era evaluar un yacimiento geotérmico en éste volcán para CFE.

Martini, et al. (1987) estudiaron el volcán Tacaná sugiriendo que no se están creando presiones acumulables en los posibles conductos alimentados por una cámara magmática debido a que el basamento granítico se encuentra con alto grado de fracturamiento.

Armienta et al. (1989) suponen la interacción de un sistema de uno o más acuíferos con actividad magmática como se manifiesta en el evento explosivo de 1986.

Espíndola, et al. (1989) dan los primeros fechamientos para algunos depósitos volcánicos del Tacaná por medio de trozos de carbón hallados dentro de un depósito de flujo piroclástico.

De la Cruz-Reyna, et al. (1992) comienzan a trabajar en modelado en programas de computadora que visualiza eventos de flujos controlados por gravedad y topografía, éstos modelos visuales fueron realizados en el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) para aplicación en los volcanes de mayor riesgo en México, tales como el Tacaná. Y de igual forma se hacen sugerencias para mitigar el riesgo volcánico tales como la regulación del uso de suelo para el futuro.

Mercado y Rose, (1992) indican una recurrencia para el volcán Tacaná de eventos freáticos cada 25-50 años, con los limitados datos que se tienen de una interpretación fotogeológica no se conoce realmente si se encuentra el volcán en una tasa de incremento ó decremento de su actividad eruptiva. Reportan que los sismos de diciembre de 1985 provienen de un sistema de fallas al noreste del volcán. El cráter formado en 1986 es un respiradero de un sistema hidrotermal, al sureste de las cimas hay otras chimeneas que deben corresponder a las descritas por Mülleried en 1951 y de menor tamaño. La posible presencia de una cámara magmática somera debido a la actividad sísmica y fumarólica presentes y su ubicación en un cinturón volcánico activo, indican la posibilidad de eventos magmáticos en el futuro.

Espíndola, et. al. (1993), analiza los eventos ocurridos en 1986 indicando que se presentaron eventos tipo A (Minakami, 1974), sin tremor volcánico, no hubo indicadores de una erupción con base a la energía acumulada para un volcán propuesta por Yokoyama, (1988). La causa del evento de 1986 fue por fracturamiento de las rocas del basamento por esfuerzos regionales. Y reporta una exploración de campo a ciertos depósitos del Tacaná para futuros mapas de peligros volcánicos de éste.

Gómez y De la Cruz-Reyna (trabajo inédito, 2001), desarrollan el establecimiento de las primeras observaciones de campo de una red de nivelación y de triangulación-trilateración en el volcán Tacaná con el objeto de evaluar la deformación como precursor de una actividad del volcán. Estas redes se instalaron en el flanco sur de l volcán sin resultados por concluir.

Armienda y De la Cruz-Reyna, (1995) argumentan que el fracturamiento del basamento en 1986 fue debido a los sismos, liberando gases magmáticos de una cámara somera. Ésta liberación de gases ascendió por nuevas fracturas. Describen un incremento de SO_4^{2-} en febrero y un decremento posterior en mayo. Desde febrero 1986 hasta 1993 se mantuvo un monitoreo donde el SO_4^{2-} y HCO_3 no han decrecido, las trazas de boro, magnesio y la temperatura no reportaron cambios significativos.

Macías, et. al. (2000), reportan nuevos datos que viene a involucrar una respuesta inmediata para el riesgo volcánico en el Tacaná, cartografiando y describiendo la petrología y mecanismos que dieron origen a un deposito de flujo piroclástico llamado "Mixcun".

1.7 MARCO GEOLÓGICO DEL VOLCÁN TACANÁ

El volcán Tacaná se encuentra en la provincia geológica llamada Macizo Granítico de Chiapas. Las rocas de éste región geológica ocupan una franja de 70 Km. de ancho en promedio, paralela a la costa del Océano Pacífico. Se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hasta la región de Chicomuselo, Guatemala, con una longitud de 250 Km.

Hacia el norte del Tacaná el Macizo de Chiapas está cubierto por rocas sedimentarias mesozoicas, mientras que hacia el sureste, en Guatemala, subyace a rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario.

Ésta provincia está formada por rocas ígneas intrusivas que son las más antiguas que afloran cerca de la región de éste volcán que corresponden a una composición de granito y granodiorita con una edad Paleozoica (Cámbrico - Ordovícico).

Rocas del Terciario componen el basamento del volcán Tacaná al sur y oeste del mismo con edades de 20 ± 1 M.a. y 22.2 ± 0.5 M. a. Con una composición petrológica de granito de biotita (Damon y Montesinos, 1978). Al este y sureste del volcán aflora una granodiorita de biotita con una edad de 14.9 ± 0.3 m.a. (De la Rosa, et al. 1989).

Entonces, a partir de éstas dataciones para las regiones cercanas al volcán se puede decir que hubo un emplazamiento de cuerpos ígneos intrusivos de grandes proporciones con una edad de Eoceno tardío - Mioceno medio incluyendo etapas de metamorfismo dinámico que afectó a las rocas de la región.

Posteriormente, en la secuencia estratigráfica sobreyace discordantemente a éste cuerpo intrusivo un paquete de rocas volcánicas de probable edad Terciaria (14.9 M.a.) que es la edad del intrusivo más joven al cual lo sobreyacen discordantemente, ubicando éstas rocas terciarias en el Mioceno medio - tardío. Éstas rocas están compuestas principalmente por andesita con diaclasamiento intenso interestratificados con depósitos de derrames dacíticos y riolíticos.

El volcán Tacaná precisamente marca el límite entre el macizo de Chiapas (al cual no pertenece) y el arco volcánico centroamericano (del cual es el aparato mas occidental).

1.8 MARCO TECTÓNICO DE LA REGIÓN

El volcán Tacaná se encuentra en una región donde convergen 3 placas tectónicas: la Cocos, la de Norteamérica y la del Caribe.

En la región del volcán Tacaná del lado de Guatemala, se presenta el sistema de fallas de transformación Polochic-Motagua, que es el límite entre las placas de Norteamérica y el Caribe, ambas como movimiento de desplazamiento de rumbo sinistral (Peralto y Montero, 1999). Otros rasgos tectónicos de la región es el desarrollo de la fosa marina paralela al continente, denominada fosa Mesoamericana, además de una intensa sismicidad y vulcanismo.

La Fosa Mesoamericana es una depresión marina de rumbo nor-oeste, que es la expresión morfológica del inicio de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe y donde ocurre un movimiento relativo en dirección N 30°, con una velocidad relativa estimada de 7 cm al año frente a las costas de Guatemala (Peralto y Montero, 1999).

Paralelo a la costa corre el Cinturón Volcánico Centroamericano (CVC) y que a lo largo de éste existen una gran cantidad de fallas activas superficiales que tienen movimiento principalmente de desplazamiento de rumbo, presentándose un riesgo sísmico en los centros de población ya que los sismos llegan a tener magnitudes de hasta 6.5 con profundidades de entre 5 y 20 Km. Y sismos de mayor magnitud alcanzan valores de hasta 8.0 y ocurren en la denominada zona intraplaca, es decir, donde se presenta el movimiento relativo entre las placas de Cocos y del Caribe. En el caso del macizo granítico donde se asienta el volcán Tacaná los constantes sismos lo fracturan de tal forma que quedan sitios o puntos de debilidad en donde pueda ascender un magma de mayor profundidad (Peralto y Montero, 1999)

En cuanto a los centros volcánicos cuaternarios en Chiapas son pocos y están separados entre sí, sin formar una cadena continua. El volcán activo de ésta parte es el Chichón, que se encuentra a una distancia de 350 Km. del eje de la Fosa Mesoamericana. Los conos volcánicos cerca de San Cristóbal de la Casas, y en el área intermedia entre éstos y el Chichón tienen rumbo general WNW, casi paralelo al eje de la fosa (De la Rosa, et al. 1989).

Precisamente, la Cadena Volcánica Centroamericana (CVC) se inicia con el volcán Tacaná en su extremo noroeste, e incluye un numeroso conjunto de volcanes activos dentro de una región tectónica llamada Bloque Chortis, cuyas estructuras volcánicas se alinean al eje de la fosa en una distancia de 125 Km. En ésta región, la placa de Cocos penetra en el manto a profundidades mayores a 40 Km. y la sismicidad continúa hasta profundidades de 200 Km. Entre 100 y 150 Km. se generan los magmas que alimentan a los volcanes de la CVC

El límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe, ocurre en un sistema de grandes fallas transformantes con orientación general de este-oeste. Estas fallas atraviesan el territorio de Guatemala controlando los cauces de los ríos Polochic y Motagua, y se internan en el sureste de Chiapas que, sin embargo no se les ha reconocido del todo bien su trayectoria en ésta región. Estas fallas tienen un mecanismo lateral izquierdo, y se estima que han estado activas desde hace 10 millones de años (Burkart y Self, 1985).

Aquí se encuentra la falla Motagua que está compuesta de dos fallas paralelas con una separación relativamente pequeña. Esta falla, y la de Jocotán, no han sido cartografiadas al Oeste de Guatemala-Este de Chiapas debido a que su curso lo cubren los productos volcánicos de actividades eruptivas recientes de volcanes tales como el Tajumulco y el propio Tacaná, pero evidencias de la geomorfología en el basamento y en las rocas pre-miocénicas indican que aún pueden continuar hacia el Oeste (Burkart y Self, 1985). Aún se encuentran activas reportándose sismos de gran magnitud como el de 1976 en la falla de Motagua con un Ms = 7.5 que afectó la región central de Guatemala, causando alrededor de 20 000 muertos y cerca de 200 000 afectados (Peralto y Montero, 1999).

Uno de los rasgos estructurales más importantes de la región es la falla Polochic que se ubica al norte de la falla Motagua. Esta falla se extiende desde el norte de Guatemala hasta el noreste de la frontera con Chiapas, entrando en el sureste del estado mexicano y cruzándolo hasta el Golfo de Tehuantepec y llegar a la trinchera con la placa de Cocos, con un desplazamiento de 130 Km. sinistral (Burkart, 1983). Se han presentado evidencias de éste desplazamiento mediante la correlación de la geología, petrología, cuerpos intrusivos y mineralogía en regiones donde se traza una continuación de la falla de transformación en Chiapas y su relación con otras fallas locales al oeste de la frontera entre México y Guatemala, cercanos a Motozintla (Burkart, et al. 1987).

Esta falla pone en contacto dos regiones geológicas muy diferentes en Chiapas. La región septentrional está formada por el batolito paleozoico de la Sierra Madre de Chiapas y su cubierta sedimentaria mesozoica, y en la meridional, donde afloran rocas fuertemente metamorfolizadas y, sobre todo, un complejo volcánico-plutónico epimetamórfico Terciario, parte del cual sirve como basamento al volcán Tacaná, que es un rasgo importante de esta provincia.

Sin embargo, últimamente se pone en tela de juicio que exista una continuación hacia el Oeste del límite entre las placas del Caribe y de Norteamérica y que una posible triple unión de placas sea inestable y no puede cortar el macizo granítico de Chiapas; y se proponen modelos en los cuales este límite entre estas placas termine en el lado oeste en un conjunto de fallas y plegamientos que se desarrollan en la región norte y noroeste de Chiapas (Guzmán, 1989; Guzmán y Meneses, 2000).

Burckart y Self (1985) argumentan que el volcán Tacaná se encuentra en una zona morfotectónica clasificada como estable, ya que no está afectada por desplazamientos tectónicos o rotación de los bloques en las fallas transcurrentes del Neogeno. Cabe recalcar que los volcanes Tacaná y Tajumulco que se distan entre sí a menos de 60 Km., no han presentado actividad eruptiva con inyección de magma en tiempos históricos.

1.9 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL VOLCÁN TACANÁ

El volcán Tacaná se define como un volcán del tipo cerrado debido a los domos en su cima (Espindola et al. 1993). Sobreyace a 2 000 m.s.n.m. sobre los afloramientos del Macizo de Chiapas y de los depósitos del Terciario en una estructura de horst (Armienta y De la Cruz_Reyna, 1995, De la Cruz_Reyna et. al., 1989; Martini M, et. al., 1987). Recientemente, se reconoció que el volcán yace dentro de una antigua caldera semicircular de 9 Km.

De manera general, la actividad volcánica en la región parece comenzar en el periodo Terciario donde se reconocen tres grandes etapas de vulcanismo. El primero se da en el Mioceno medio que es de tipo continental acompañado de emplazamientos de cuerpos intrusivos. La segunda etapa de vulcanismo en la región aparece al norte del volcán Tacaná, en la depresión central de Chiapas desde el Plioceno hasta el Pleistoceno compuesto de un

arco volcánico resultante de una reorganización de la subducción de la placa de Cocos y que se relaciona un grupo de cuerpos intrusivos con la serie de volcanes calco-alcálicos resultantes de éste arco, entre los que destaca el volcán Chichón (De la Rosa, et al. 1989).

Mientras que la última etapa de vulcanismo es la actual Cadena Volcánica Centroamericana (CVC) y cuyo comienzo se reporta desde el Pleistoceno o contemporáneo a la anterior etapa descrita (De la Cruz y Hernández, 1986). Por tanto, se concluye que el actual arco volcánico es consecuencia del proceso de subducción de la placa de Cocos. El volcán Tacaná representa el último volcán del CVC en su extremo noroccidental.

De la Cruz y Hernández, (1986) identifican 4 periodos de actividad en el volcán Tacaná los cuales construyeron la actual estructura mediante episodios de emplazamiento de domos y su posterior destrucción en un periodo mayor de 40 000 años (Espindola, et. al. 1989). Éstos productos tiene una composición de andesita de hornblenda-biotita.

Sin embargo, Macías et. al.(2000), ha reportado fechamientos de varios depósitos volcánicos provenientes de ésta estructura reconociendo 6 erupciones principales y también el estilo eruptivo de éstos productos, varias de ellas son peleanas de hace 48 mil, 28 mil y 16 mil años, dos erupciones plinianas de las cuales no se conoce el proceso eruptivo hace 10 mil y 7 mil años, y la última erupción hace 2 mil años (GACETA UNAM, 2001).

Además, Macías et. al.(2000) reconocieron que el volcán Tacaná consiste de tres estructuras volcánicas independientes alineadas de NE a SW por lo que lo denominaron Complejo Volcánico Tacaná (CVT). Propusieron una migración de la actividad volcánica que comienza con la estructura mas extrema al NE con el volcán denominado Chichuj (3 800 m.s.n.m.) pasando por el propio volcán Tacaná (4 060 m.s.n.m.) y terminando con el volcán denominado San Antonio (3 700 m.s.n.m.) en el extremo SW.

La ubicación de las fumarolas reportadas a lo largo de la historia han ocurrido en los volcanes Tacaná y San Antonio. La cima principal, el Tacaná, tiene un cráter de aproximadamente 600 m. de diámetro abierto hacia el noroeste y con un domo de 80 m de altura, y que representa el último periodo eruptivo de éste volcán. Mientras que el volcán San Antonio resulta ser de menores proporciones con un domo de menor tamaño. Sin embargo, para propósitos de ésta trabajo, se seguirá la línea de tomar a éste complejo volcánico como una unidad llamada Tacaná.

CAPÍTULO II. PELIGROS DEL VOLCÁN TACANÁ

II.1 DEFINICIÓN DE PELIGRO VOLCÁNICO

De acuerdo al estado de un volcán, ya sea si tiene alguna actividad o permanece latente, se debe evaluar los peligros por una actividad eruptiva para recomendar a las autoridades qué se deberá hacer. En base a la definición propuesta por la UNESCO (De la Cruz y Ramos, 1998) en cuanto a términos volcánicos, se tiene:

$$R = \frac{PVS}{Q} \quad (1)$$

donde **R** indica una variable estadística de riesgo, **P** es la probabilidad de ocurrencia de un evento volcánico potencialmente destructivo (también llamada variable de peligro o amenaza), **V** es la vulnerabilidad considerada como una medida del grado en que los valores llamados **S** pueden ser afectados, **S** es una medida de la población expuesta y del valor de los bienes de producción, muebles y/o inmuebles susceptibles de ser afectados (sociedad e infraestructura). Se aplica un valor **Q** como atenuación al producto de éstas variables, es decir, **Q** es la medida del grado en que la población esté preparada ante éste fenómeno de tal forma que la variable **R**, o sea, el riesgo aumente o disminuya ante el evento de una erupción volcánica (De la Cruz-Reyna y Ramos, 1998).

Una definición similar propone la aplicación de la misma función sin la variable **Q**, pero en esencia se hace hincapié en diferenciar los términos peligro y riesgo, como sigue:

- **Peligro:** es la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivo en un intervalo dado de tiempo.
- **Riesgo:** es la probabilidad de pérdida de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc. dentro de un área sujeta a los peligros (Tilling, 1993).

A simple vista parece ser fácil calificar el riesgo volcánico en una región en particular, pero en realidad es complejo. El riesgo presentado para las comunidades por un peligro volcánico no es el mismo para varios elementos de esas comunidades tales como su infraestructura, animales, maquinaria y viviendas.

En la tabla 2 aparecen los principales peligros volcánicos calificados según sus características bajo un criterio de graduación del riesgo.

Alto riesgo	Riesgo intermedio	Bajo riesgo
Flujo piroclástico Lahares Explosiones laterales y colapso estructural Tsunami	Caída de tefra Gases y lluvia ácida	Flujo de lava Actividad sísmica Efectos atmosféricos

Tabla 2. Grado de riesgo según el peligro volcánico. Tomado y modificado de Blong (1984).

II.2 PELIGROS DEL VOLCÁN TACANÁ

En el volcán Tacaná se han determinado 5 principales tipos de peligros volcánicos: lahares, caída de tefra, explosiones laterales, flujos piroclásticos y flujos de lava. Sin embargo, para tener una idea de las consecuencias que aportan éstos peligros a las comunidades asentadas alrededor del Tacaná, en la tabla 3 se reporta la cantidad de población y viviendas que podrían ser afectadas por éstos peligros. Se debe contar con la situación geográfica de cada poblado, la altura y la topografía que lo circunda, y el tipo de depósito donde se asienta para establecer con mayor precisión el peligro al cual están sometidos. Hasta el momento en México no se ha creado un mapa de peligros volcánicos del Tacaná que integre las variables de la expresión (1) del subcapítulo anterior.

Pais/Entidad/localidad	Lahares	Caída de tefra	Explosiones	Flujos piroclásticos	Flujos de lava	Número de habitantes	Número de viviendas
Guatemala/San Marcos							
Chocabj	✓	✓	✓	✓	✓	?	?
La Laguna	✓	✓	✓	✓	✓	?	?
La Vega	✓	✓	✓	✓	✓	?	?

San Rafael	✓	✓	✓	✓	✓	?	?
Sibinal		✓	?			?	?
Tacanã		?				?	?
Vega del volcán	✓	✓	✓	✓	✓	?	?
México/Cacahuatán							
Agua Caliente	✓	✓	✓	?	✓	260	44
Ahuacatlán	?	?				1 594	348
Alpujarras		✓	✓			646	129
Azteca		✓	✓			287	44
Bella Vista	✓	✓	✓	?		534	80
Bento Juárez	✓	?				1 150	191
Dos de mayo	?	?				529	98
El Águila	✓	✓	✓	?		1 268	259
El Carmen	?	?				689	129
El Platanar	✓	✓	✓	?		782	130
El Zapote	?	?				16	5
Faja de oro	✓	?				2 031	417
Guatimoc	✓	✓	?			736	144
Iturbide	?	✓				2 221	452
La Alianza	?	?				51	10
La Concepción	✓	?				46	9
La Libertad		✓	✓			30	6
La Soledad	✓	?				81	18
Mixcum	✓	?				1 364	239
Progreso	✓	✓				812	147
Rosario Istal	?	?				649	136
Salvador Urbina	?	?				2 612	510
Santa María la Vega	?	✓	✓	?		322	58
Taquían Guarumo		?				360	65
Unión Roja	✓	?				1 623	348
México/Tapachula							

California	✓	?				25	7
Carrillo Puerto	✓	?				2 542	591
El Retiro		?				15	3
La Ceiba	?	?				195	42
La Concordia	✓	?				254	60
Las Galeras	?	?				73	16
Los Ángeles		?				530	105
Toluca	?	?				661	138
Chespal Viejo	?	?				203	28
Tapachula	✓	✓				179 839	46 604
México/Tuxtla Chico							
Guadalupe Victoria		?				1 048	248
México/Unión Juárez							
Córdova Matasano	✓	✓	✓	✓		776	124
El Desengaño		✓	✓			415	74
El Desenlace		✓	✓			353	70
Eureka		✓	✓			412	78
Monte Perla	✓	✓	✓	?		25	5
Once de Abril	✓	✓	✓	?		1 240	254
San Rafael		✓	✓			498	91
Santo Domingo	?	✓				3 513	771
Tolquán	✓	✓	✓	✓		447	74
Trinidad		✓	?			954	206
Unión Juárez	✓	✓	✓	✓		2 544	535
Muxbal	?	✓	?			20	7

Tabla 3. Poblaciones potencialmente amenazadas por el volcán Tacaná en un radio aproximado de 10 Km (sin contar a Tapachula que dista aprox. 30 Km. del volcán), con la cantidad de población y viviendas por cada localidad según INEGI (2002). Para el caso de los datos sociodemográficos de Guatemala no hubo fuente disponible. El símbolo (✓) indica afectación directa por un peligro, mientras que (?) indica una posible afectación y el espacio en blanco puede señalar ninguna afectación. Tomado y modificado de Mercado y Rose (1992).

Los peligros volcánicos afectan a las construcciones y viviendas de diferente manera, y que por tanto hay que tomar en cuenta, el tipo de infraestructura que existe en el lugar, así como el material del cual están compuestas las viviendas.

Para el estado de Chiapas predominan las paredes de materiales ligeros, naturales y precarios (carrizo, bambú, palma, enjarro o bajareque, madera, lámina de asbesto o metálica y adobe, material de desecho y lámina de cartón) con un 52.42% del total, mientras que los techos constan del mismo material (lámina de asbesto ó metálica, palma, tejamanil, madera, teja material de desecho y lámina de cartón) se encuentran en un 82.18 % (INEGI, 1996). Éstos son materiales que oponen poca o nula resistencia a los proceso volcánicos existentes. Extrapolando estas cantidades a los municipios aledaños al volcán Tacaná observando que la mayoría de las comunidades son de ambiente rural y que ésta región es una de las mas marginadas económicamente del estado, aumenta el riesgo de pérdida del patrimonio para la mayoría de la población en general. En la tabla 4 se da un resumen de las probabilidades generales de afectación de cada evento volcánico en las viviendas y construcciones con un volcán activo cercano.

Es claro que la mayoría de los poblados del lado de Guatemala así como los del Municipio de Unión Juárez serían los mas afectados en caso de una inminente erupción magmática del volcán Tacaná, debido a su cercanía a éste. Por lo tanto una población aproximada de éstas cuatro entidades es de 200 000. Cabe mencionar que en la tabla 3 no aparecen las numerosas poblaciones aisladas de una o dos viviendas que no entran en el censo oficial y que se encuentran dispersados en ambos lados de la frontera, y por tanto un riesgo para una cantidad mayor de 200 000 personas. Esto sin contar, tanto para las poblaciones expuestas a los riesgos directo é indirectos, con la cantidad de población del departamento de San Marcos, en Guatemala, cercana al volcán Tacaná.

En el caso de las actividades agrícolas que se dan en la región, sobre todo en el cultivo del café de exportación; según el Ing. Manuel Higuera Sánchez, asesor técnico del Consejo mexicano del Café, A. C. (enero 2001), esta actividad económica estaría bajo un enorme riesgo sabiendo que el 90% de los campo de cultivo se encuentran en terrenos accidentados y cercanos al volcán. La mayoría de las organizaciones de cafetaleros no conocen el tamaño de éste tipo de peligros volcánicos (sobre todo el referido a la caída de tefra) ni tienen un plan de contingencia adecuado a sus plantaciones, a pesar de que en éstos momentos la situación de la venta del café de exportación es difícil, debido a su precio

barato y baja competencia, no existiría aún así presupuesto para la protección de sus cosechas. En el caso de una posible erupción magmática, la pérdida de las cosechas sería inevitables, a corto y largo plazo; además no existe alguna referencia anterior acerca de las reacciones y de las interacciones que puedan existir entre las plantas de café y los depósitos de un evento eruptivo a nivel de calidad para el café resultante.

Daños	Mecanismos del daño	Flujos de lava	Caída de ceniza	Flujos piroclásticos	Lahares	Sismicidad	Efectos atmosféricos	Lluvia ácida y gases
Destrucción	Colapso	3	2	3	2	2	1	
	Sepultamiento, inundación	4	2	3	4	1		
Daños severos	Incendio	3	1	3	1	2	2	1
	Elevación, transporte	1		3	3		2	
	Fallamiento de bases, deformación	1		1	1	3	1	
	Desplome de paredes	4	1	4	4		3	
Daños menores	Socavación, erosión			1	2			
	Desplome de techos		4			1		
Daño indistinguible	Impacto de proyectiles	2	4	2	2	2		
	Corrosión, descoloración	2		1	3			2

Tabla 4. Mecanismos de daño en construcciones por peligros volcánicos y su probabilidad relativa de ocurrencia. 1-4: incremento relativo de la probabilidad de ocurrencia, espacio en blanco: no aplicable ó improbable. Tomado y modificado de Blong.(1984).

11.3 FLUJOS Y OLEADAS PIROCLÁSTICAS

Los flujos piroclásticos son mezclas de escombros y gases que se mueven rápidamente al ras de la superficie con velocidades que van de decenas hasta centenares de metros por segundo y de altas temperaturas (300° C - 1100° C). Estos flujos son movidos por la

gravidad y sustentados por la fluidización parcial debido al escape de gases. Un flujo está compuesto, por lo general, de dos partes:

1. flujo basal y denso.
2. nube turbulenta de gas y ceniza sobrepuesta a la parte 1 (Scott, 1993).

Existen diferentes formas de generación de flujo piroclásticos, entre los cuales están los formados por el colapso gravitacional de altas columnas eruptivas verticales, por desbordamiento en el cráter del domo de lava, ó por explosiones dirigidas. Los que podrían ser generados por el volcán Tacaná se encuentra la formación de flujos por destrucción gravitacional o explosiva de domos de lava y flujos de lava. Un flujo de este tipo es sustentado por diversos procesos, entre los cuales el mas importante parece ser la fluidización parcial del flujo por medio del escape de gases

Estos fenómenos se presentan casi por lo general en volcanes de composición andesítica, dacítica y en calderas ácidas. Existen dos tipos principales de flujos piroclásticos, aquellos compuestos de fragmentos densos (bloques) y que están soportados por una matriz más fina de ceniza, tienen poco volumen y baja movilidad por lo tanto se restringen a causas fluviales y distancias cercanas al centro de emisión (decenas de kilómetros) Y aquellos flujos compuestos por pómez y ceniza llamados pumíticos que pueden extenderse hasta 200 Km del centro de emisión y cubrir grandes extensiones, debido a su baja densidad y gran velocidad pueden sobrepasar obstáculos topográficos de centenares de metros de altura. Se han encontrado depósitos de este tipo en volcanes de Centroamérica y el Caribe

Las oleadas piroclásticas son mezclas turbulentas de gas-sólido y vapor de agua, con baja concentración de detritos, que se deslizan sobre la superficie del terreno a grandes velocidades. Estas también se dividen en dos tipos: las oleadas calientes, que se asocian a los flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas húmedas originadas por erupciones freatomagmáticas en donde el magma interactúa con agua de acuíferos, por lo tanto contienen vapor de agua y su temperatura es solo cercana a la temperatura de ebullición del agua, y su radio de acción es menor a una decena de kilómetros del centro de emisión.

La velocidad, temperatura y dimensiones de un flujo piroclástico son los 3 aspectos más importantes en la evaluación de una región amenazada por este fenómeno. En el volcán Mayón, en Filipinas, en 1968 se observaron estos flujos descendiendo del volcán a una velocidad promedio de 9 m/s. La temperatura puede alcanzar hasta 1075° C, como en el Monte Pelée en 1902 que derritió monedas de oro, botellas de vidrio y ropa totalmente

quemada (Blong, 1984). La erupción del Monte St. Helena, en 1980, afectó 600 Km² de bosque en pocos segundos.

De la Cruz y Hernández (1986), reportó que el volcán Tacaná se formó en 4 etapas y cada una concluida por flujos piroclásticos. Autores recientes que han trabajado en este volcán han identificando estos eventos: en el área como la de Mixcum se describieron depósitos de flujos piroclástico y de avalancha de escombros (Espindola, et. al., 1993), cotejando este sitio de acuerdo con la nomenclaturas de De la Cruz y Hernández (1986) como el evento Qt3. Martini (1987), comenta que flujos piroclásticos se encuentran emplazados sobre los principales valles y barrancos alrededor del Tacaná.

Macías et al. (2000), identificaron depósitos de flujos piroclásticos sobre el valle del río Cahocán hasta 7 Km. de la cima. El alcance de estos flujos se ha identificado en otros sitios en 10 - 15 Km. de la cima del volcán poniendo en peligro poblaciones de ambos países (ver figura 4).

Durante los últimos 400 años la principal causa de muerte debido a una erupción volcánica es por flujos y oleadas piroclásticas (70%). La tabla 6 da un resumen de la cantidad de personas acaecidas por este fenómeno en distintos eventos eruptivos en el mundo. Es lamentable observar en la tabla 5 que hay casos, como el de los volcanes Mayón, Hibok-hibok, Tall y Mt. Pelée, en un lapso de tiempo coto murieron miles de personas ya que no había medios de comunicación como hoy.

Hay casos, como en estos mismos volcanes: Mayón, Hibok-hibok, Tall y Mt. Pelée, donde las víctimas por flujos piroclásticos se repiten mas de una erupción (Tabla 5).

De los municipios que puedan resultar afectados por una erupción del volcán Tacaná está Unión Juárez y los poblados Vega del volcan y San Rafael, del lado de Guatemala. El municipio de Cacahuatan, en su parte noreste también se ve afectada por desplazamientos de flujos y oleadas piroclásticas provenientes del Tacana pero desplazandose sobre las barrancas donde fluyen los principales rios y cursos fluviales secundarios Del lado de Guatemala se encuentran poblaciones como Vega del Volcán, San Rafael, Sibinal y demás poblados pequeños en un radio de 10 a 15 Km. del volcán Tacana que también pueden ser afectadas por un evento eruptivo (ver tabla 3, figuras 4, 5 y 6).

Erupción	Muertes por flujos piroclásticos	Total de víctimas	Referencias
Stromboli, 1930	4	4	Rittman, 1962:38
Lamington, 1951	2 942	2 942	Taylor, 1958: 48-49
Papandayan, 1772	2 957	2 957	CI RV*, 1979, 793
Galunggung, 1882	Aprox. 400	4 011	Anon., 1832: 415
Agung, 1963	820	1 148	Surjo, 1965: 26, VRF
Hibok-hibok, 1950	68	68	Time, Dec17, 1951:36
Hibok-hibok, 1951	500	500	Macdonald and Alcaraz, 1956:173
Mayon, 1897	350	350	Sapper, 1917:153
Tall, 1911	1 335	1335	Sapper, 1917: 152
Tall, 1965	150	150	Tolentino, 1973
Kechinerabu-jima, 1933	26	26	CAVW ^b , 11:16
Unzen, 1792	10 000	14 300	CAVW ^b , 11:43
Bandai, 1883	461	461	Sekiya and Kikuchi, 1889
Tokachi, 1926	144	144	Tanakadate, 1927: 786
Kilauea, 1790	80	80	Stearns, 1925: 11-12; Sapper, 1917: 101
Santa María, 1929	23	23	CAVW ^b , 6: 44
Arenal, 1968	78	78	Bull. Volc., 8, Supp.: 12; 55
Doña Juana, 1899	55	55	Bull. Volc., 8, Supp.
Mt. Pelee 1902: 8 de mayo	2 800	2 800	CAVW ^b , 20: 35-36
Mt. Pelee 1902: 30 de agosto	1 000	1 000	CAVW ^b , 20: 35-36
Soufrière, St. Vincent, 1902	1 680	1 680	HMSO ^c , 1903: 10-11
Mt. Sta. Helena	Aprox. 50	57	Eisele, et. al., 1981

Tabla 5. Víctimas por flujos piroclásticos. Tomado y modificado de Blong, (1980).

* Kusumadinata K. (ed.), 1979, *Data dasar gunungapi Indonesia*. Catalogue of references on Indonesian volcanoes with eruptions in historical time. Republic Indonesia, Direktorat Vulkanologi.

^b *Catalogue of the active volcanoes of the world including solfarata fields*, International association of volcanology, Rome, 22 vols. 1951.

^c It is in Majesty's Stationery Office. Further correspondence relating to volcanic eruptions in St. Vicente and Martinique in 1902 and 1903, 1903.

II.4 LAHARES Y/O FLUJOS DE LODO

Un lahar es un flujo en movimiento compuesto por una mezcla de agua y detritos que sigue las depresiones topográficas originado en las laderas de un volcán y cañadas en donde existe drenaje fluvial. A lo largo del curso se incorporan sedimentos fluviales no consolidados al lahar.

La capacidad de afectación de un lahar se debe a su alta viscosidad, al momento de perder velocidad comienza a depositarse volviéndose más rígido conforme el agua se sale

transportar detritos y escombros es enorme como en el caso de volcán Laseen, E. U. A. en 1914 que tuvo la capacidad de arrastrar, dentro del flujo, bloques de hasta 200 toneladas en trayectorias de hasta 10 Km., ó en el volcán Irazú Costa Rica, en 1963-64, en donde un lahar movió bloques del mismo peso y murieron 30 personas.

Los lahares pueden tener un recorrido tan corto como llegar a las laderas del volcán, pero existen casos en donde esto flujos recorrer largas distancias, como en el volcán Cotopaxi en Ecuador 1877, en donde un lahar viajó a 300 Km. de distancia con una velocidad promedio de 27 Km/h quitando la vida a 1 000 personas. Además de las distancias recorridas y velocidades de desplazamiento Pueden llegar a tener una descarga de hasta 3 000 m³/s, como sucedió en el volcán Calbuco en 1961. Las velocidades de los lahares varían en gran medida a diferencias en dimensiones de los canales, volumen y distribución del tamaño de grano (Blong, 1980) Es el caso del Monte Santa Helena que en la erupción de 1980 los lahares tenían velocidades tan bajas como 1.3 m/s a lo largo de zonas de baja pendiente, y tan altas como 40 m/s en pendientes fuertes cercanas al volcán. En promedio las velocidades de lahares van del orden de 10 - 20 m/s (Scott, 1993). La mayor tragedia hasta el momento por flujos de lodo ocurrió en 1985, en el volcán Nevado del Ruiz, donde perecieron 23 000 personas, en un poblado llamado Armero. Este mismo volcán había producido un lahar en el año de 1845 causando la muerte a 700 personas (Blong, 1980).

De igual forma, un lahar puede causar daños considerables en las construcciones y viviendas de los poblados. Durante el siglo XX, hubo varios eventos eruptivos generadores de lahares que afectaron a poblaciones tales como el volcán Hudson que en 1971, en Chile, al fundirse la nieve del crater creó un lahar que destruyó casas a orillas del río de los Huemoles. El volcán Semerú, en Java, destruyó 258 casas en un poblado en 1976 a causa de lahares secundarios, mientras que el volcán Usu, en Japón, también por lahares secundarios en 1978 destruyó 4 casas, 21 parcialmente y más de 100 fueron inundadas.

En el volcán Tacaná se localizan depósitos de flujos de lodo en sus laderas norte, este y oeste afectando las laderas superiores de éste volcán (ver figura 4) (Mercado y Rose, 1992).

El peligro inminente en una erupción volcánica del Tacaná resultaría de la generación de lahares e inundaciones que podrían abatear grandes extensiones debido al fuerte gradiente gravitacional de las laderas del volcán y provocar perturbaciones en los cauces de los ríos existentes. En caso de que el volcán entrase en un periodo de actividad freática, aumenta la

posibilidad de generación de lahares. En el caso de una erupción magmática, el volcán Tacaná generaría gran cantidad de ceniza que, de acuerdo a la época del año podría representar un peligro de corto plazo o largo plazo. En corto plazo, en la época de lluvias, la ceniza generada sería removida produciendo flujos de lodo. A largo plazo, en época de secas la ceniza se quedaría depositada un tiempo hasta su remoción en la época de lluvias (ver Tabla 6). En el caso del volcán Pinatubo (1991) se produjeron lahares meses e inclusive años después de la erupción de junio de 1991. En el volcán Chichón, en 1982, los flujos piroclásticos sellaron el cauce del Río Magdalena formando un lago el cual reventó formando un flujo de lodo con un cauce de 4 000 m¹/s con temperaturas de hasta 70 ° C que provocó daños a maquinaria de CFE, el fallecimiento de un operador y heridas en otros tantos, durante la construcción de la Presa Peñitas.

Causas	Ejemplos en volcanes
A). Lahares primarios: asociados con erupciones	
1). Erupción a través del lago de un cráter	Kelut, 1919; Ruapehu, 1969
2). Fusión de hielo y nieve por productos piroclásticos	Cotopaxi, 1877; Tokachi, 1926
3). Descenso de flujos piroclásticos sobre ríos	Asama, 1783; Bezymianny, 1956
B). lahares secundarios: no directamente asociados a erupciones	
1). Intensa lluvia de ceniza	Santa Maria, 1902, Mayón, 1968; Irazú, 1963-64
2). Rápida fusión de nieve y hielo	Mt. Shasta, 1926,1931; Kautz Creek, Mt. Rainier, 1947; Usu, 1977
3). Colapso de un lago confinado en un cráter	Ruapehu, 1953
4). Por sismos	Mauna Loa, 1868

Tabla 6. Principales causas de lahares. Tomado de Blong, (1984).

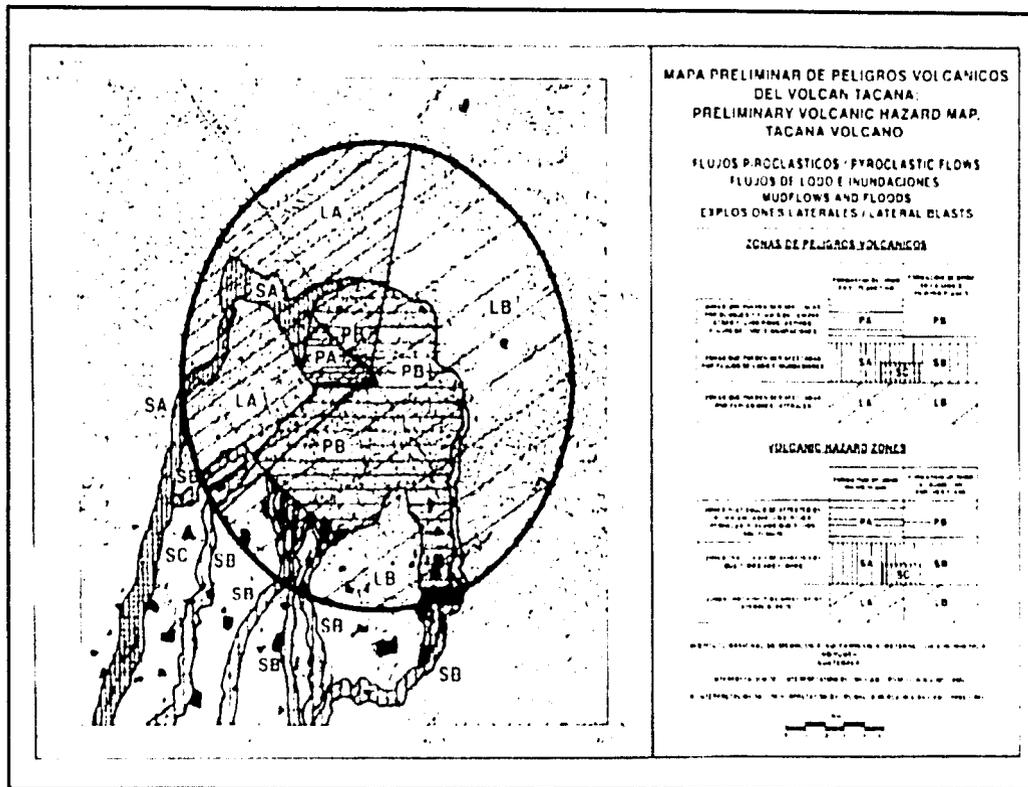


Figura 4. Mapa preliminar de áreas de riesgo potencial de futuros flujos piroclásticos (PA, PB), lahares e inundaciones (SA, SC, SB) y explosiones laterales del volcán Tacaná (LA, LB). Tomado de Mercado y Rose, (1992).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Éste tipo de peligro tendría una afectación mayor en el lado mexicano que en el lado guatemalteco. En México los principales ríos aledaños al volcán son: Agua Caliente, Coatán, Zapote, Cacahuatán, Maxaum y Suchiate. Y del lado de Guatemala se encuentran los ríos Las Majadas y Tocanaque.

Observando la tabla 3 se aprecia que los flujos de lodo representa el peligro principal, de los cinco enunciados, para la mayoría de las poblaciones en torno al Tacaná.

Martíni, (1987), reconoce depósitos de flujo de lodo en los costados de las partes altas del volcán que tienen características de flujo de detritos y depósitos con bloques de hasta 2 m. de tamaño que pueden tener un origen de flujos de lodo. Sin embargo, no da la ubicación de éstos depósitos.

El evento reportado por Macías et al.,(2000) en el volcán Tacaná hace aproximadamente 2 000 años, indica que posteriormente a la erupción Peleana, el material emitido fue removido posteriormente por la corriente de los ríos y por las lluvias formando un lahar (flujo hiperconcentrado) cuyos depósitos se observan en una cantera fuera de la ciudad de Tapachula. Este flujo pudo haber recorrido toda la planicie costera hasta llegar al Océano Pacífico. Es decir, ciudades como Tapachula podrían ser afectadas por flujos secundarios. Además, éstos autores reconocen que aparte de lahares originados por actividad volcánica, las precipitaciones durante la época de lluvias y fenómenos meteorológicos como huracanes, existen deslizamiento de laderas que producen escombros sobre los cauces de los ríos y representan los más comunes peligros en las laderas de un volcán. Recientemente se originó un flujo de lodo no originado por actividad volcánica en las cercanías de la región del volcán Tacaná, en el río Huxtlea en septiembre de 1998 causando la muerte de 150 personas, poblados y vías de comunicación totalmente destruidas. El origen de éste flujo fueron las intensas lluvias que cayeron en el Estado de Chiapas ese año. El registro estratigráfico sugiere que éste evento es el más reciente de una serie de frecuentes desastres geológicos en la región. Este mismo proceso puede suceder en el volcán Tacaná en el caso de una erupción magmática, ya que posteriormente, debido a la acumulación inestable de cenizas y tefras de una erupción, pueden ser removidos con una temporada de lluvias, produciendo estos flujos de lodo y poner en peligro a las poblaciones que se encuentren cerca de las principales afluentes en la zona del volcán, (ver Tabla 4 y 7)(Macías, et. al. 2000).

11.5 EXPLOSIONES DIRIGIDAS Y COLAPSOS ESTRUCTURALES

Las grandes explosiones laterales son fenómenos complejos que comparten características de flujos y oleadas piroclásticas, pero el factor que las distingue es una componente inicial de ángulo bajo y además de afectar amplios sectores de un volcán hasta 180 grados y alcanzar distancias de decenas de kilómetros.

Resulta de la repentina despresurización del sistema magmático ó hidrotermal dentro del volcán, a causa del deslizamiento ó colapso del flanco de la ladera del volcán ú otras razones. La corriente que genera es muy ligera, se mueve a velocidades excepcionalmente altas (>100m/s), lo que le da una gran movilidad, por lo que supera altos topográficos (Scott, 1993).

Pocos son los eventos reportados en tiempos históricos de una explosión lateral como el famoso caso del Mt. Santa Helena en 1980 y el volcán Bezymianny, Kamchatka, en 1956 (Scott, 1993).

El paso de la nube borra todo indicio de vida sobre el suelo, las estructuras son destruidas por el impacto de escombros, abrasión, sepultamiento, asfixia y calor.

Los colapsos estructurales son debidos a las pendientes fuertes del volcán, fallamiento, material alterado inestables y deformación interna a causa de una intrusión magmática.

Avalancha de escombros. Este tipo de eventos se presentan en forma repentina constituidos por caída ó deslizamiento de rocas. Ocurren tanto en volcanes compuestos como estratovolcanes. Éstos eventos pueden ocurrir después de varios meses de actividad sísmica precursora, de deformación o explosiones volcánicas y en otras ocasiones ocurren con aparente escaso aviso previo. Estos fenómenos pueden tener relación o no con la actividad volcánica, cuando ocurre con la actividad pueden llegar a mayor distancia por la presencia de material magmático y gases a alta presión. Pueden sobrepasar pendientes topográficas debido a su gran movilidad de impulso desde el punto de origen. Pueden sepultar y destruir todo lo que se encuentre a su paso y alterar enormemente la topografía existente. Pueden derivar en otros peligros volcánicos tales como explosiones laterales o lahares.

En la mayoría de los volcanes en México se ha observado alguna estructura relacionada a explosiones dirigidas (Popocatepetl, Pico de Orizaba, Colima, Nevado de Toluca, Jocotitlán, etc). Para el caso el Tacaná, existen condiciones estructurales favorables para

suponer que pueden acontecer éstos episodios. Los lineamientos de fallamientos normales que se observan atravesando los domos del volcán pueden indicar zonas de debilidad que podrían producir en un colapso del edificio volcánico, asociado a una erupción magmática. De cierta forma éstos dos mecanismos parecen estar relacionados, ya que al deslizarse el material colapsado se produce una descompresión por debajo de los conductos del volcán acelerando una erupción. No obstante, el colapso estructural del edificio puede estar acompañada o no de una erupción magmática.

El detonador de un colapso puede ser un sismo tectónico cercano que desestabilice al edificio, que en el caso del Tacaná se encuentra en una región sísmicamente activa. Estos colapsos pueden presentarse en el flanco Noroeste, sin embargo, hace falta un reconocimiento a detalle de éstas fallas normales y del fracturamiento.

Si hubiese un evento de este tipo en el volcán Tacaná (tabla 3), todas las comunidades del lado de Guatemala estarían en peligro, pero del lado de México solamente los municipios de Tuxtla Chico, Cacaohuatán y Unión Juárez (ver figura 4).

Macías, et al. (2000) reportaron un depósito de escombros de ± 10 m. de espesor, 25 Km² de extensión sobre un valle con bordes de un espesor de 1 m., con un volumen de 0.12 Km³, cuya cantidad es similar a la del Mt. Pelee en la isla Martinica en 1902. Al hacer fechamiento del depósito de escombros da como resultado que la erupción ocurrió hace aproximadamente 1950 años, cuando hubo mezcla de dos magmas de diferente composición, temperaturas y profundidades, éste evento eruptivo comenzó con explosiones freáticas-freatomagmáticas, produciendo algunos pequeños episodios de eventos de oleadas piroclásticas que desestabilizaron al edificio y ocasionando una erupción lateral del tipo peleana que destruyó el domo antiguo produciendo flujos piroclásticos que llenaron un valle en una dirección Sur-Suroeste, entre los ríos Cahoacán y Mixcum hasta 14 Km. de la cima del volcán denominado San Antonio, intensas lluvias produjeron flujos de lodo secundarios que llegaron hasta el océano, terminó el evento al emplazar el actual domo. Se le ha denominado a éste depósito como Mixcum localizado cerca de Tapachula. Esto es un antecedente de la peligrosidad del volcán para la población. La figura 6 muestra un mapa preliminar para éste tipo de eventos eruptivos.

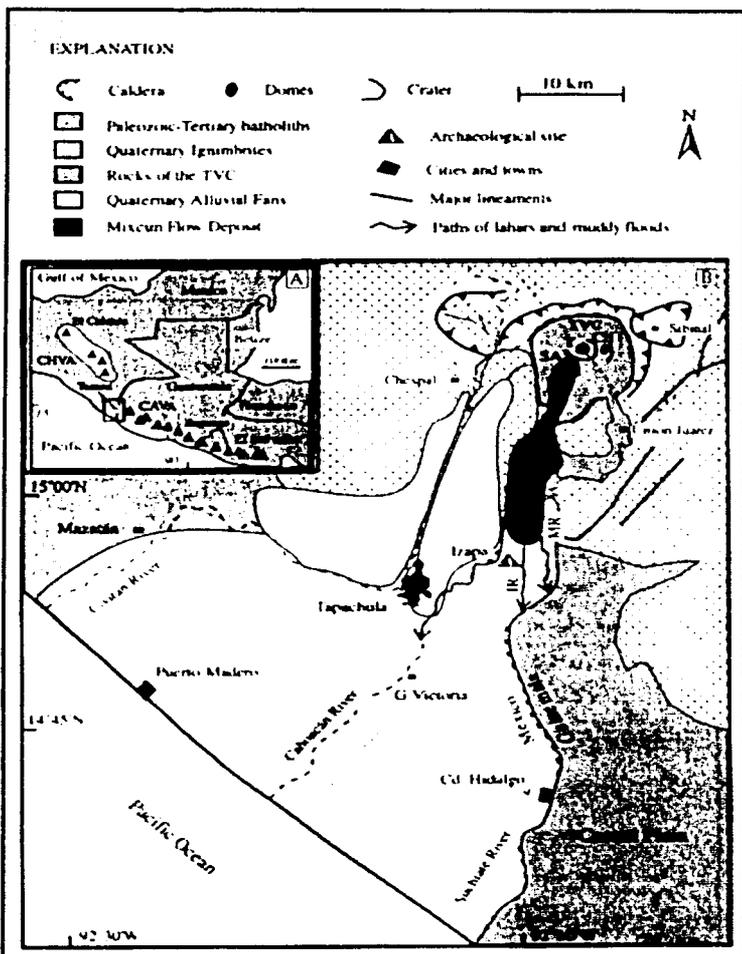


Figura 5. (A). Localización general del volcán Tacaná en el borde de México-Guatemala. Abreviaturas: CHVA-arco volcánico chiapaneco, CAVA-arco volcánico de Centroamérica, CII-Chichuj, T-Tacaná y SA-San Antonio. (B). Mapa geológico simplificado que muestra su localización dentro de una caldera mayor. Abreviaturas: IR-río Izapa, MR-río Mixcum. Tomado de Macías et al. (2000).

TESIS DE
FALLA DE ORIGEN

que su densidad es igual a la de la atmósfera circundante y posteriormente se expande lateralmente (Scott, 1993).

La tefra varía desde el tamaño de ceniza (<2 mm.) a lapilli (2-64 mm.), hasta bloques y bombas (> 64 mm.) pudiendo alcanzar dimensiones de hasta varios metros (balísticos). Sus densidades varían desde pómez y escoria vesiculares de baja densidad, hasta cristales y líticos muy densos (Scott, 1993).

Las caídas de tefra y los proyectiles balísticos son una amenaza para la vida y las propiedades:

- **Fuerza de impacto de fragmentos grandes que caen.** Estos fragmentos llamados bombas caen a distancias de 5 a 10 Km. del volcán. Las personas pueden sobrevivir a la caída de bombas pequeñas en refugios; sin embargo la caída de bombas grandes pueden afectar a las personas hasta en refugios sólidamente construidos. En las explosiones del volcán Asama en 1936, bloques de 1 m de diámetro fueron lanzados hasta una distancia de 4.5 Km. (Scott, 1993). Se tiene reportado un bloque de 1.5 m³ que impactó a 5 Km. de distancia del cráter durante la erupción del volcán Lascar en 1991.
- **Sepultamiento.** La acumulación de tefra puede provocar el colapso de los techos de las viviendas, inutilizar líneas de transmisión de energía y comunicaciones. Una carga de una capa de tefra de 10 cm. de espesor puede variar de entre 40-70 Kg/m² para tefras secas y hasta 100-125 Kg/m² para tefras húmedas. Los efectos del enterramiento sobre los cultivos también son muy variables, lluvias de ceniza mayores a 1 m. de espesor, liquidan la mayoría de los tipos de cultivos. Incluso capas delgadas de tefra pueden causar daños severos dependiendo de la especie vegetal, el tipo de cultivo y la etapa del crecimiento de las especies cultivadas (ver tabla 7) (Scott, 1993).
- **Transporte de gases nocivos.** Ácidos y sales en las cercanías de la fuente de emisión.
- **Formación de una suspensión de partículas de grano fino en el agua y en el aire.** Éstas pueden afectar la visibilidad y la salud (especialmente en personas con problemas respiratorios) y puede estropear maquinaria desprotegida (motores de combustión interna). Caídas de ceniza delgadas, menores de 2 cm, pueden causar

estragos en servicios comunitarios básicos, hospitales, centrales eléctricas, plantas de bombeo, sistemas de drenaje y plantas de tratamiento de aguas. La prevención de éstos efectos se lleva a cabo diseñando edificios con orientación e inclinación de techos de acuerdo a la cercanía de algún volcán activo, refuerzo de paredes y techos para soportar la carga de tefra e impacto de proyectiles, remoción o estabilización de tefra en el terreno, para impedir que ésta se retrabaje, diseño de filtros para maquinaria, y uso de máscaras de respiración o pañuelos húmedos sobre la nariz y boca para reducir la inhalación de tefra y gases (Scott, 1993).

En la figura 7 se observan isopacas de depósitos de lluvia de ceniza en el volcán Tacaná que se han registrado del lado de Guatemala a distancias de 20 Km., tales como en las localidades de La Haciendita con aprox. 3 m de espesor, en Sibinal se observa 1 m de espesor y en Ixehiguán, a 19 Km. de la cima se tiene 15 cm de depósitos de ceniza. Éste material tiene la misma composición que las lavas del Tacaná (Mercado y Rose, 1992).

La mayoría de las poblaciones a ambos lados de la frontera, están en riesgo, en caso de una erupción magmática, de la caída de tefra de aprox. 1 m. de espesor, sobre todo del lado mexicano donde se encuentra una gran cantidad de poblaciones, infraestructura y actividades de cultivo.

La dirección de los vientos en la cima del volcán Tacaná durante todo el año es importante saberla para calcular la velocidad de ascensión de las columnas de ceniza, su dispersión, la distancia que cubren y el tiempo que tarda en caer, y de ésta forma calcular la cantidad de poblaciones cercanas al volcán Tacaná que pudieran ser afectadas por este fenómeno. En la erupción del volcán Cerro Azul, en Chile, en 1932, se expandió una nube de ceniza a 2 960 Km. de distancia de la fuente, en un tiempo de 5 días, sin embargo tenía una velocidad variable de 25 a 60 Km/h. El caso de Mt. Santa Helena el tiempo de dispersión de la nube de ceniza a causa de la explosión dirigida fue de 2.3 h. para cubrir una distancia de 220 km de la fuente. Se han reportado velocidades de dispersión tan altas de hasta 100 km/h como la generada por el volcán Soufriere, en la isla St. Vincent, antillas menores, en 1902 y que se extendió a mas de 1 300 Km. de distancia del volcán (Blong, 1984).

En los eventos del volcán Chichón el 26 de marzo de 1982, produjo tres columnas eruptivas que alcanzaron un diámetro de 100 Km. y alturas mayores a 20 Km., al momento

de la erupción el viento predominaba al noreste y sureste, la presencia de la caída de ceniza de ésta nube se reportó hasta 200 Km. al noroeste del volcán (Silva, 1983)

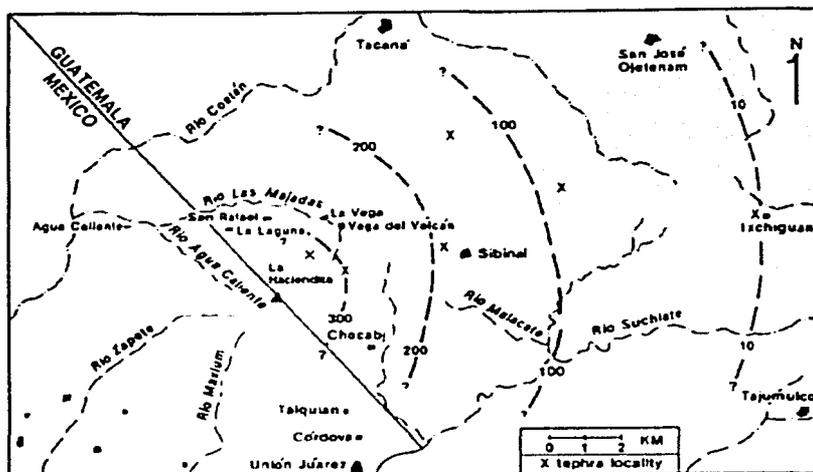


Figura 7. Isopacas de depósitos de caída en el Tacaná. Tomado y modificado de Mercado y Rose, (1992).

En la figura 8, de acuerdo a datos estimados del Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrografía (INSIVUMEH) de Guatemala indican que durante la temporada de lluvias, en los meses de Junio a Octubre, los vientos son predominantemente de este a noreste y durante la estación de secas, de diciembre a abril los vientos soplan predominantemente de Oeste a Suroeste (Mercado y Rose, 1992).

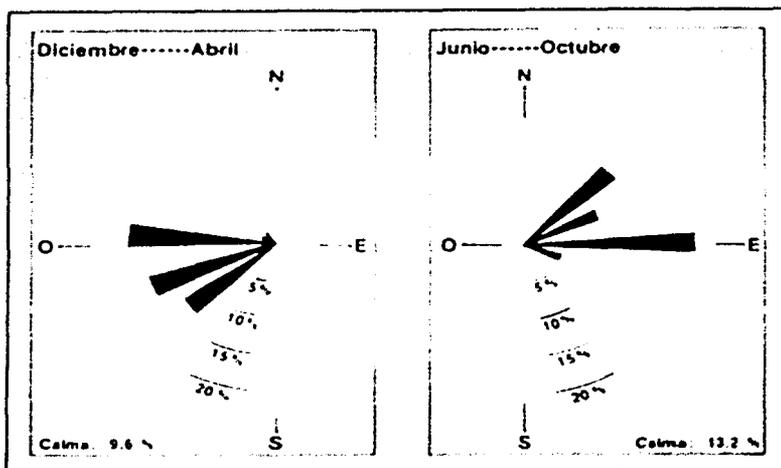


Figura 8. Dirección de los vientos dominantes a 3 000m - 15 000 m. Tomado de Mercado y Rose, (1992).

II.7 EFECTOS DE TEFRA EN LA AGRICULTURA

Los efectos de la caída de ceniza dependerán del tipo de cultivo, del desarrollo del mismo y del espesor de la caída. Blong (1994) presenta la Tabla 7 en donde se resumen los daños a la agricultura. La retención de la ceniza en la cobertura vegetal dependerá de varios factores: superficie de las hojas, densidad del follaje por unidad de área; esto quiere decir la cantidad de hojas en un determinado espacio, tamaño, forma y orientación individual de las hojas, como rugosidad, la presencia de fibras, aceites, etc., tamaño de la ceniza y de la cantidad de precipitación, velocidad y dirección del viento sobre las copas de los árboles y humedad relativa, especialmente si se encuentra sobre el 90%

Cuando la humedad relativa pasa el 90%, la cantidad de ceniza retenida en el follaje es el doble de la que se puede encontrar con menores valores de humedad. La caída de ceniza puede agujerear las hojas de las plantas, tomarlas de color café y en lugares muy cercanos causar leves quemaduras del follaje.

ESPESOR DE LA CAÍDA DE TEFRA [MILÍMETROS]	EFFECTOS EN CULTIVOS*
>2 000	Toda la vegetación aniquilada
1 000 - 1 500	La mayoría de la vegetación aniquilada, algunas recubiertas
200	Cultivos de arroz destruidos
150	Arbustos de café severamente dañados
100	Algunas ramas rotas bajo la carga de tefra, fronda de palmas rotas
50	Plantas de plátano dañadas, "forzada madurez" de algunos cultivos
40	50% de pérdida en lentejas, 15-30% en pérdidas de trigo de primavera, cebada, frijol y heno
30	Algunos daños en cerezos, algunas plantas incapaces de salir a través de la capa de ceniza
25	Cañas de azúcar rotas, ramas rotas de plantas jóvenes, daño para papas
20	30 % de pérdida en lentejas, 5-15% de pérdida en trigo de invierno, cebada, frijol, semillas de césped, considerables daños en naranjos, árboles de moras y vegetales
15	Pérdida de cultivos de alfalfa y cultivos de heno
10	Todo tipo de árboles frutales, manzanos, algodón cargado con ceniza, tallos de la planta de algodón rotos, plátano, trigo de primavera, cerezos, tabaco, y cultivo de vegetales un poco dañados, cultivos de heno perdidos en un 25-30%
<10	Cultivos de fresa aplanados e incremento de plantas de baya rotas, daño menor en arroz y heno, algunos follajes sepultados, daños en zarzamoras

Tabla 7. Espesor de caída de tefra y las consecuencias en cultivos. Compilado de datos de algunas erupciones: Tambora, 1865; Cosiguina, 1835; Tarawera, 1886; Ambryni, 1894; Soufrière, St. Vincent, 1902, 1903; Taal, 1911, Katmai-Novarupta, 1912; Boquerón, 1917; Rabaul, 1937; Paricutin, 1943-1952; Taal, 1965; Ulawun, 1967; Cerro Negro, 1968; Sakura-jima, 1974; y Mt. Sta. Helena, 1980. Tomado de Blong (1984).

II.7.1 EL CASO DEL CAFÉ EN MÉXICO EN AREAS VOLCÁNICAS

México ocupa el quinto lugar a nivel mundial como productor de café, después de Brasil, Colombia, Indonesia y Vietnam. La variedad que produce es la "arábica" en un 94% del territorio nacional.

El café se produce sobre una superficie de 690 mil hectáreas, en doce estados de la República Mexicana, situados en la parte centro-sur del país. Estos estados son Colima, Chiapas, Guerrero, Hidalgo, Jalisco, Nayarit, Oaxaca, Puebla, Querétaro, San Luis Potosí, Tabasco y Veracruz. El sistema de cultivo del café se hace bajo sombra.

México produce cafés de excelente calidad, ya que su topografía, altura, climas y suelos le permiten cultivar y producir variedades clasificadas de entre las mejores calidades de café del mundo. Ejemplo de esto son las variedades Coatepec, Pluma Hidalgo, Jaltenango,

Marago y Natural de Atoyac, sólo por citar algunos. A este respecto, México es el primer productor mundial de café orgánico.

La producción total de la cosecha 1997-1998 fue 4,800,900 sacos de 60 kilos, en lo que se refiere a la exportación, éstas ascendieron en el ciclo 1997-1998 a 3,881,902 sacos de 60 kilos y se exportó a 52 países del mundo.

Para la cosecha 98-99 las cifras finales al mes de septiembre registran una producción de 4,750,000 sacos de 60 kilos y se han exportado 4,084,589 sacos de 60 kilos a 54 países, producidos por cerca de 300 mil productores, agrupados en 16 organizaciones (Consejo Mexicano del Café, 1999; INEGI, 1991; <http://www.sagar.gob.mx/Cmc/cafe01sp.htm>).

II.7.2 LA PRODUCCIÓN DEL CAFÉ EN LAS CERCANÍAS DEL VOLCÁN TACANÁ

Las actividades primarias ocupan casi el 60% de la población activa en Chiapas. La agricultura abarca la mayoría de las actividades ya que se concentra tradicionalmente en valles centrales y de altura, siendo el principal cultivo el café, introducido en gran escala en el siglo XIX. Se cultivan en las laderas de la Sierra Madre de Chiapas y sin excepción en las laderas del volcán Tacaná, siendo ésta parte el de mayor calidad e incluso de exportación. Los municipios con producción de café son Cacahoatán, Tapachula, Tuxtla Chico y Unión Juárez. Tan solo en la región de Tapachula existen 8 251 productores de café con una superficie productora de 41 090 hectáreas para el año 2000 (Consejo Mexicano del Café, 1999).

La mayoría de éstos cultivos de alta calidad coinciden con áreas volcánicas potencialmente activas no solamente en Chiapas sino también en Veracruz, Puebla, Colima, Nayarit y Jalisco.

Ésta actividad económica está bajo un enorme riesgo cerca del Tacaná sabiendo que el 90% de los campos de cultivo se encuentran en terrenos accidentados. Actualmente la mayoría de las organizaciones de cafetaleros, no reconocen alguna afectación de éste tipo de peligros volcánicos (sobre todo el referido a la caída de tefra) sino hasta que se les habla de éstos peligros cuando ocurre una crisis volcánica que amenace a sus campos cafetaleros, tal como sucedió con el volcán Tacaná en 1986 (comunicación personal De la Cruz-Reyna). Algunos cafetaleros tienen metodologías para proteger los cafetos contra una caída de tefra

y otros no tienen un plan de contingencia adecuado a sus plantaciones, y a pesar de que en éstos momentos la situación de la venta del café de exportación es difícil, debido a su precio barato y baja competencia, no existirían aún así presupuesto gubernamental para la protección de sus cosechas. En el caso de una posible erupción magmática, la pérdida de las cosechas sería inevitables, a corto y largo plazo; además no existe alguna referencia anterior acerca de las reacciones y de las interacciones que puedan existir entre las plantas de café y los depósitos de un evento eruptivo a nivel de calidad para el café resultante (comunicación personal Ing. Manuel Higuera Sánchez, asesor técnico del Consejo Mexicano del Café, A. C. , 2001)

En términos generales, para estimar la afectación que puede causar la caída de ceniza en una planta de café se deben tomar en cuenta diversos factores:

- Las hojas de un cafeto (planta de café) son en su mayoría ramas horizontales, donde la lámina es delgada, fuerte y ondulada, sin embargo, éstas son muy anchas alcanzando superficies de 220 a 340 cm² para la especie "arábica" En condiciones de muy poca humedad en la atmósfera la ceniza no afectaría demasiado a los cafetos, pero en ambientes muy húmedos ó temporada de lluvias éstas hojas pueden retener la ceniza recubriendo la superficie de las hojas, bloqueando la absorción de luz solar y en caso de afectar al cafeto en más de 50% se tendrá la pérdida de la planta (ver tabla 8)

RETENCION SIN HUMEDAD	PLANTAS
Alta	Geramos, lechuga, papas, pasto, remolacha, habas
Media	Tomate, naranja, buganbilias
Baja	Zanahoria, maiz, camelia, rosa ciprés, gardenia, café

Tabla 8. Retención de ceniza en hojas en diversas plantas. Tomado y modificado de Miller y Lee, 1966.

- La densidad de cafetos por área sembrada depende de la topografía, variedad cultivada, y el sistema de cultivo: las de porte bajo varía de 160-900 cafetos por hectárea, porte medio de 1600-2500 cafetos por hectárea y porte alto de 2000-5000 cafetos por

hectárea. Las de porte alto serían las más afectadas debido a su altura mayor a 2 m. y su densidad de cultivo.

- El sistema de cultivo usado son dos principales: en pleno sol y bajo sombra, este último es usado un 98% en México y la planta más usada para la sombra de los cafetos es la "Inga" llamada chalahuites de hojas muy anchas y delgadas, la ventaja de éstos cultivos es la protección que brindarían en caídas de tefra fina pero imposibilitarían la protección para tefras más pesadas muy cercanas a la fuente de emisión de ésta.
- Plantaciones con uso de fertilizantes son 25% más resistentes que los cultivos orgánicos, pueden aminorar sutilmente el efecto de caída de tefra, en México varían estos cultivos con la región.
- Saber la etapa del proceso de la planta cuando se da una emisión de tefra es necesaria para pronosticar su futuro: la etapa de desarrollo (1-3 años), etapa de producción (10-15 años) y baja de producción (menos de 5 años), que en promedio la vida de un cafeto es de aprox. 15 años; sin embargo, el desarrollo de la semilla (floración) se da 3 veces al año siendo la 2ª la de mayor calidad con una producción de 3 Kg por cafeto. Por lo general la floración se da de marzo a julio y la recolección es de septiembre a abril. El mayor riesgo de un cafeto durante la emisión de tefra sería en su etapa de producción, antes de la floración, ya que cuando ha madurado la semilla es difícil que ésta se altere por este tipo de peligro volcánico.
- Otro factor de importancia y el menos predecible es la cantidad, tamaño y dirección de la tefra que afectará a cierta región de cultivo de café.

Para el caso de los cafetales cercanos al volcán Tacaná se encuentran en un radio de distancia a éste menor a 50 Km y por tanto es inminente el riesgo durante una crisis volcánica, así como a diferentes cultivos secundarios de la región (comunicación personal Ing. Manuel Higuera Sánchez, asesor técnico del Consejo Mexicano del Café, A. C., 2001).

Una causa indirecta que afectarían a estos cultivos por caída de tefra, sería la falta de riego por daños en sus sistemas de irrigación. En pocos casos la caída de ceniza puede estar aún caliente para dañar o destruir por completo estos cultivos.

II.8 DOMOS Y FLUJOS DE LAVA

Las lavas generadas por volcanes de composición dacítica ó riolíticas por lo común son mas viscosas, y típicamente son emitidas a tasas muy bajas, formando flujos de lava cortos y gruesos ó en el caso de lavas muy viscosas forman montículos o domos que cubre unos pocos kilómetros cuadrados.

Dadas sus bajas velocidades de desplazamiento, pocas veces constituyen una amenaza para la vida humana. El mayor peligro asociado a flujos de lava representa el daño parcial o destrucción total por sepultamiento, trituración o incendio de todo lo que se encuentre a su paso. Dado que los flujos de lava siguen el cauce los ríos en los valles, éstos pueden represar a tributarios y formar embalses naturales y lagunas, que en algún momento pueden tener un rompimiento o desborde.

La forma de prevenir el riesgo por flujos de lava es definir los centros de emisión, estudiar la topografía de la región para seguir el camino que tomará el flujo de lava, sin embargo, lo que no se podrá saber es su alcance por tiempo indefinido y su extensión final.

La naturaleza de las lavas del flanco norte del volcán Tacaná es dacítica y andesítica, aunque parecen haber flujos en las laderas sur del volcán. Tienen una morfología de lava en bloques con espesores de 20 a 40 m con longitudes de 4 000 m por 1 500 m de ancho y pueden estar asociados a los depositos de avalancha. Estas lavas tienen similar composición que las lavas emitidas por los volcanes Toliman, Guatemala y Arenal, de Costa Rica (Mercado y Rose, 1992).

Un radio de aproximadamente 5 Km a partir de la cima del volcán seria afectado por el desplazamiento de flujos de lava moviéndose lentamente y acompañadas por desprendimientos de bloques del frente de lava provocando flujos piroclásticos que bajarían por las principales barrancas.

Las poblaciones de Guatemala, tales como Chocabj, Vega del Volcán, La Vega, San Rafael y La Laguna serían seriamente afectadas por éste peligro volcánico. Sin embargo existen pocas poblaciones del lado mexicano tales como Agua Caliente, en el municipio de Cacahoatán que estén en riesgo de ser afectadas por flujos de lava provenientes dela cima del Tacaná.

Aunqe el desarrollo de un domo volcánico es un proceso pasivo, existen peligros asociados a su evolución posterior:

- Periodos de pequeñas explosiones en la extrusión del domo.
- Periodos de grandes explosiones en la extrusión del domo.
- Generación de flujos piroclásticos por colapso gravitacional del domo.

Si hubiese una migración magmática del edificio volcánico del Tacaná como la propuesta por Macías et. al., (2000), entonces posiblemente los futuros eventos del Tacaná tal como es el crecimiento de domos se daría en el flanco Suroeste que es correspondiente al lado mexicano del volcán, más precisamente al municipio de Unión Juárez, y se puede relacionar con la actividad de 1986 que tuvo lugar precisamente en ese flanco.

CAPITULO III: OBSERVACIÓN DE SISMICIDAD

III.1 DESCRIPCIÓN DE UNA RED SISMICA

En el área de la sismología es una practica común la localización de eventos sísmicos dentro de una región determinada con cierto grado de actividad tectónica (fallamiento activo, zonas de subducción, etc.). Sin embargo, hay una actividad menos común, pero no de deja de ser de gran interés y cada vez más necesario para autoridades de protección civil, que consiste en el análisis de eventos sísmicos en regiones volcánicas o en un volcán en particular que presente cierto grado de actividad. Este proceso de localización de eventos requiere de una red sísmica.

El concepto de red sísmica está íntimamente ligado a la ingeniería en comunicaciones, electrónica y sismología en donde entra el diseño y construcción de un grupo de estaciones de registro sísmico autónomo y que se encuentren lo mas uniformemente distribuidas alrededor de la fuente sísmica, en este caso, el volcán en estudio y una distancia considerable a éste y que tienen sistemas comunes tales como tipo de instrumentos, sincronía entre ellas en tiempo o adquisición de datos (Ibáñez, 1995).

Las redes sísmicas que se encuentran monitoreando a un volcán se localizan en los flancos de éste a distancias de 1 a 15 Km. La cercanía entre estaciones con pocos Km. de distancia permite localizar sismos de pequeña magnitud y con un margen de error menor a 0.5 Km. (McNutt, 1996). Los datos que transmite una red son enviados por telemetría a un centro de control para su registro en tambores de forma analógica y en forma digital por medio de computadoras. En la figura 9 se muestran las partes básicas de una red de telemetría. Sin embargo cabe resaltar que la mayoría de los volcanes se encuentran dentro de redes sísmicas regionales y de cierta forma se encuentran vigilados indirectamente como es el caso del Servicio Sismológico Nacional (SSN) donde la red cubre regiones donde existe volcanes como el Ceboruco, en Nayarit, San Martín en Veracruz, etc; se tiene el ejemplo de una red sísmica, perteneciente a Comisión Federal de Electricidad (C.F.E), que operó cerca del volcán EL Chichón desde 1980 con el objetivo de analizar la sismicidad inducida del embalse de la presa hidroeléctrica Chicoasén y que dos meses antes de la crisis volcánica de éste volcán se registraran sus primeras manifestaciones sísmicas pre-eruptivas.

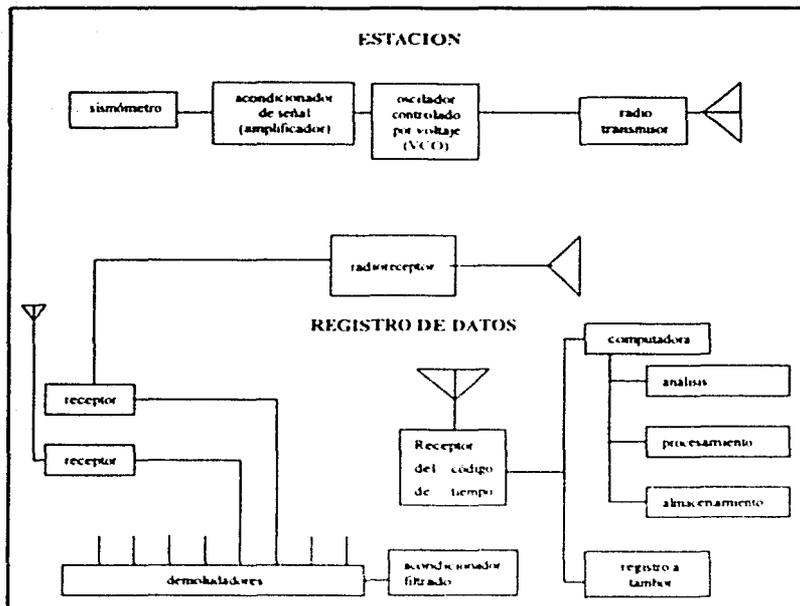


Figura 9. Diagrama de los componentes básicos de una red telemétrica de radio para monitoreo sísmico. La energía necesaria para la estación de campo generalmente la proporciona una batería, la cual se mantiene cargada por medio de un panel solar (Tomado y modificado de Banks, e. al , 1993).

Inicialmente la mayoría de los sismómetros de una red sísmica son instrumentos de componente vertical de periodo corto (1 s.) cuyos datos útiles se registra en una banda de 0.7 a 30 Hz. por ser los adecuados para el rango de frecuencias de las señales sísmicas. Sin embargo hay equipos de tres componentes, con telemetría digital, alto rango dinámico, y sismómetros de banda ancha en el rango de 0.02 a 50 Hz., y cuyo alto rango dinámico es superior a 145 dB, que últimamente son de gran ayuda al instalar uno o dos en los flancos de un volcán para su monitoreo (McNutt, 1996).

La distancia entre un evento sísmico y la estación, y la magnificación de una estación son los determinantes para registrar las magnitudes de los eventos. Magnificaciones de los instrumentos en volcanes del orden de 5 000 a 50 000 corresponden a magnitudes que van

de $M = 0$ a $M = 1$ con distancias de 1 a 15 Km. ya que las señales de un volcán se atenúan a distancias mayores. Pero para evitar el ruido ambiental las estaciones deben de estar colocadas lo más cercanas al cráter mas que aumentar los grados de magnificación (McNutt, 1996).

Un sismómetro de la red de un volcán, además de registrar la señal de éste, registrará también los sismos locales (de 10 a 50 Km.), sismos regionales (de 50 a 200 Km.) y telesismos (mayores a 600 Km) y una de las principales tareas de la gente encargada de analizar éstos registros es discriminar aquellos eventos ajenos al volcán, ayudando con mayor medida que se comparen éstos registros con los de una red sísmica regional cercana. Por ejemplo, los instrumentos puestos en el volcán Spurr, en Alaska, registraron en 1992 señales sísmicas de varias erupciones, pero algunas señales se confundían con sismos regionales, haciendo ver que debe tenerse un análisis riguroso de las señales en estaciones de éste tipo (McNutt, 1996). En los volcanes, la mayoría de los eventos ocurren a profundidades menores de 10 Km

Una red sísmica debe situarse en un lugar accesible, sin interferencia o barreras topográficas. Las características que deben controlarse de las redes sísmicas son el nivel de amplificación para el tipo de registro, el estudio de elección de sitio, como es establecer la estación en roca firme ya que suelos blandos pueden filtrar, ocultar, o resonar las señales, y que los sensores preferentemente se encuentran enterrados y se ubiquen las estaciones en lugares con mínimas fuentes de ruido cultural y de fenómenos atmosféricos.

El registro puede ser analógico y/o digital, además el tipo de sismómetros debe de calibrarse en cuanto a la frecuencia de interés del fenómeno estudiado, así como los componentes que usara, el diseño de filtros para quitar el ruido de alrededor, etc. En países con diversos volcanes en actividad se han instalado todo tipo de redes como en el caso nuestro país que cuenta con un Centro de instrumentación del volcán Popocatepetl (<http://www.cenapred.unam.mx/myvolcan.html>) y la Red Sísmica del Colima (RESCO), (<http://148.213.24.15/>), etc

Dentro de la actividad volcánica, el trabajo de localización espacial de eventos sísmicos ha desarrollado diversos algoritmos, cuyos datos calculados son la hora de origen, coordenadas de epicentro, profundidad focal, magnitud de los eventos y porcentaje de errores. Estos programas se basan en la lectura de los tiempos de arribo de las fases P y S,

longitud de coda, polaridad de inicio de un evento registrado en sismogramas o en archivos digitalizados de una red sísmica.

Para obtener estos parámetros, los algoritmos diseñados requieren ciertos datos del lugar de interés tales como las coordenadas de las estaciones sísmicas, un modelo cortical de velocidades que sea lo más representativo posible y compatible con la geología de la región estudiada y al menos 4 tiempos de arribo a las estaciones sísmicas ya que es el mínimo de datos para que se resuelva el sistema de ecuaciones del algoritmo (Ibáñez, 1995).

III.2 EVENTOS SÍSMICOS RELACIONADOS A PROCESOS VOLCÁNICOS

En los volcanes activos o campos volcánicos se emiten diferentes tipos de sismicidad que reflejan gran parte de los mecanismos de su actividad. En la actualidad, en los trabajos de sismología volcánica es tradicional que se tome como guía la clasificación de eventos tipo A, tipo B y tremor volcánico (Minakami, 1974), que se ha aplicado a diversos volcanes activos en el mundo; generalmente esta clasificación restringe un rango de profundidad a cada tipo de evento y que frecuentemente tiene que actualizarse debido al mejoramiento en mayor exactitud en la localización de eventos y un mayor entendimiento de la fuente y los efectos de propagación de las ondas sísmicas (McNutt, 1996). Sin embargo, cada volcán en el mundo es un caso particular; es decir, su geometría, tamaño, composición petrológica, marco tectónico, tipo de actividad volcánica y por tanto sus señales de respuesta serán muy particulares.

Distintos grupos de investigadores así como varios observatorios vulcanológicos han desarrollado sus propias terminologías para clasificar los eventos sísmicos de algún volcán en particular. Algunas clasificaciones se basan en la forma de la señal registrada gráficamente mientras que recientes investigadores proponen clasificarlos de acuerdo a los mecanismos y procesos físicos de la fuente tomando debidamente en cuenta procesos tales como velocidades y atenuaciones de las estructuras del volcán que afecten a las señales registradas. Se necesitan campañas de exploración a largo plazo, así como una amplia red sísmica para conocer el comportamiento sísmico de un volcán con mayor precisión.

McNutt, (1996) propone una reciente clasificación, que se muestra en la tabla 9, comparada con diferentes terminologías de otros autores para los eventos sísmicos de un volcán. Esta tabla describe las frecuencias que pueden presentarse en los registros sísmicos

de un volcán así como su comparación con otras clasificaciones muy usadas en el medio y los nombres más comunes que han alcanzado éstos eventos.

McNutt(1996)	Minakami (1960, 1974)	Latter * (1979)	AVO ^b	Otros nombres
Alta frecuencia HF ^c	Tipo A	Tectónico, volcánico-tectónico	Volcánico-tectónico V/T	Sismo de periodo corto
Baja frecuencia LF	Tipo B	Volcánico	Periodo largo LP	Evento de longitud de coda, tornillo ^d
Frecuencias mezcladas		Frecuencia media	Híbridos	Frecuencia media
Sismo de explosión	Sismo de explosión	Explosión volcánica	Explosión	Exhalación
Tremor volcánico	Tremor volcánico	Tremor volcánico	Tremor volcánico	Tremor armónico, tremor espasmódico

Tabla 9. Términos más comunes para los eventos volcánicos (Tomado y modificado de McNutt, 1996)

^a Sólo se muestra una porción del esquema de la clasificación completa

^b Alaska Volcano Observatory (1993), también Power et. Al. (1994)

^c La coda de éstos eventos recuerda al perfil de un tornillo para taquete de madera

Siguiendo con ésta clasificación se hace una breve descripción de su origen posible:

- Eventos de alta frecuencia (HF). Estos pueden ser causados por fracturamiento o actividad de una falla en el marco estructural local del volcán y difieren de los sismos tectónicos por sus patrones de ocurrencia ya que en un volcán se dan en forma de enjambres, es decir, un grupo de sismos con una medida homogénea en su amplitud en donde no predomina un sismo principal, como en los eventos tectónicos. Se encuentran bien definida la fase P y la fase S en un rango de frecuencias de 5-15 Hz. Minakami, (1974) indica un rango de profundidad de estos eventos de 1 Km. a 20 Km. por debajo de un edificio volcánico. Estos eventos pueden indicar que el volcán, aunque se encuentre en una etapa de tranquilidad aparente, puede reflejar futuros eventos eruptivos. En la figura 10 se muestra un evento HF donde se observan las altas frecuencias y las fases P y

S bien definidas. En la terminología usada en México se le conoce como volcanotectónico (VT).

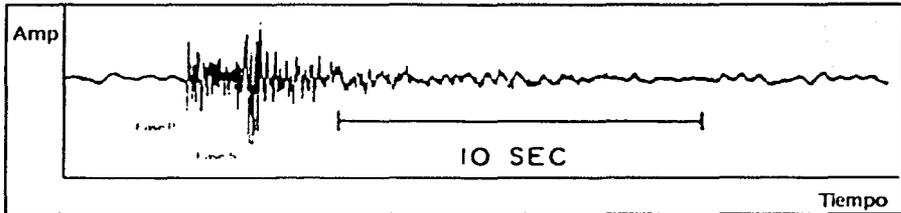


Figura 10. Evento de alta frecuencia del volcán Redoubt, registrado en la estación RED a 8 Km del cráter, su hipocentro se encuentra a 6.8 Km de profundidad.

- Eventos de baja frecuencia (L.F). McNutt, (1996) define que éstos eventos son causados por procesos de presurización de fluidos en conductos del volcán los cuales ocurren a profundidad muy somera del cráter y tienen características de efectos de trayectoria y atenuación. Estos eventos tienen una fase P emergente, carecen de fase S y predominan en las frecuencias de 1-5 Hz. Chouet, (1996) señala a estos eventos como LP (long-period o periodo largo), porque tienen un rango de frecuencia característica y una señal armónica (pero no en todos los casos), conteniendo una o más frecuencias dominantes con un rango típico de 0.5 a 5 Hz. Pueden ser considerados como una herramienta práctica en la evaluación del riesgo volcánico porque son indicadores de una posible explosión o erupción volcánica. Minakami, (1974) los señala como eventos tipo B. En la figura 11 se presenta dos ejemplos de eventos LF con duración de 80 seg. aproximadamente, comienzan con la fase P emergente, su decaimiento es prolongado, pero no siempre es así. El primer ejemplo presenta frecuencias armónicas denominándosele "tomillo" y algunas ocasiones terminan con una señal de tremor.
- Frecuencias mezcladas. También llamados híbridos, son eventos que contienen tanto frecuencias altas como bajas, muestran características mezcladas de eventos LP y HF, el arribo de su fase de alta frecuencia es más pronunciada que la de un evento LP pero su coda es dominada por un tren de ondas armónicas no

dispersiva (Chouet, 1996). Se ejemplifica un evento híbrido del volcán Redoubt en la figura 12.

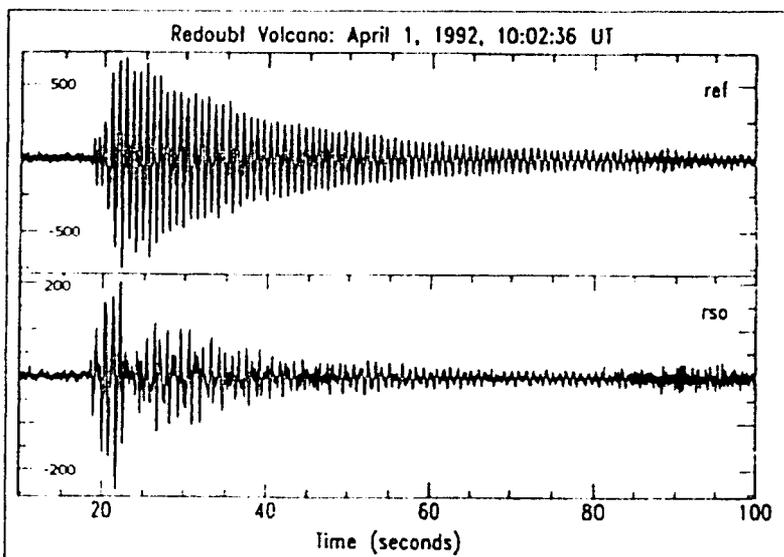


Figura 11. Ejemplos de eventos LF ó LP (Long Period) del volcán Redoubt registrados en la estación REF a 3 Km al éste del cráter. La señal de la parte superior de la figura se le denomina "Tornillo" por su semejanza de perfil a un tornillo de metal (Narváez, et. al. 1997).

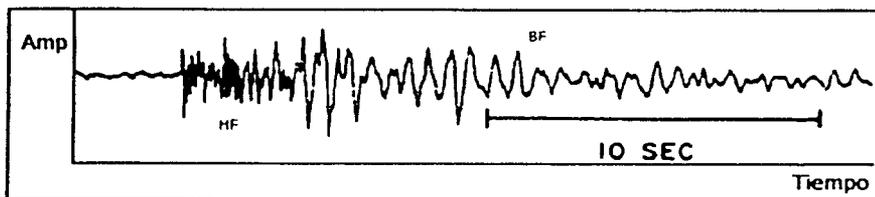


Figura 12. Ejemplo de un evento de frecuencias mezcladas ó híbrido del volcán Redoubt registrado en la estación RED localizado a 0.6 Km de profundidad hipocentral. HF indica las frecuencias altas en la señal mientras que BF indica las frecuencias bajas.

- **Sismos de explosión.** Son eventos producidos por erupciones explosivas y muchos van acompañados por una fase acústica del choque de aire de la explosión en el sismógrafo. En la figura 13 se da el ejemplo de un evento explosivo del volcán Popocatepetl.

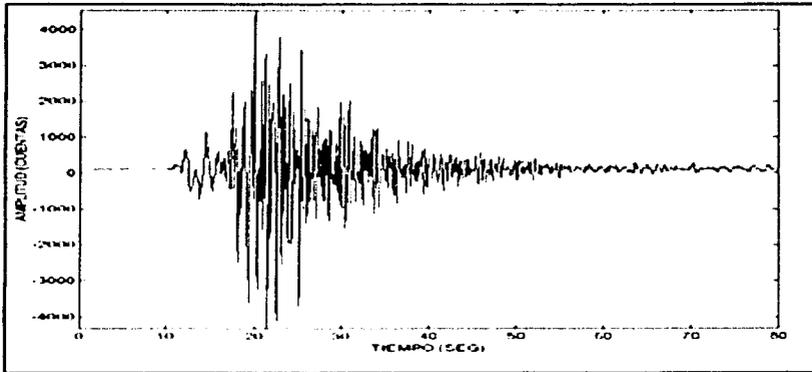


Figura 13. Ejemplo de un evento de explosión del volcán Popocatepetl registrado el 1 de junio del 2001 a las 21: 36 (hora local) en la estación PPM (Tlaxiaco) localizado a 4.9 Km de distancia del cráter.

- **Tremor volcánico.** Es una señal continua de duración de unos cuantos minutos a días o aún más (figura 14). Las frecuencias dominantes del tremor son entre 1 y 5 Hz., similar a los eventos de baja frecuencia. Cabe destacar dos casos especiales de tremor: los llamados armónicos, que son de baja frecuencia, regularmente monotonicos sinusoidales con su amplitud variando suavemente; y los temores espasmodicos, que son de alta frecuencia, impulsivos y de señal irregular. Algunos autores suponen que el tremor es una serie de eventos LF ocurriendo a intervalos de pocos segundos. Los eventos tanto de LF como de tremor se asocian con certeza a un periodo de vulcanismo activo ya que indican mecanismos de transporte de fluidos (conductos volcánicos, chimeneas, fumarolas), tales como sistemas hidrotermales o magmáticos en volcanes (Chouet, 1992).

En la mayoría de los autores, éstas clasificaciones pasan por alto las señales originadas en la parte externa de un volcán tales como deslizamientos de cuerpos de hielo, deslizamientos de escombros, o de partes de las laderas de un volcán (Lermo et. al. 1993), o no se da una clasificación general de éstos fenómenos a partir de su señal sísmica generada

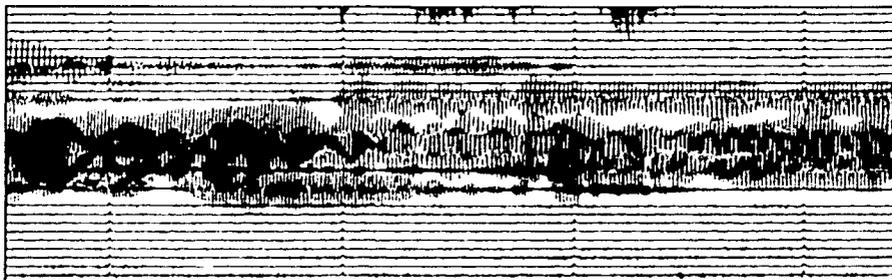


Figura 14. Ejemplo de un sísmograma que contiene un evento de tremor armónico del volcán Popocatepetl registrado el 29 de junio del 2001 en la estación PPM (Tlamacas) ubicada a 4.9 Km de distancia del cráter

Algunos autores, a veces, van más allá de esta principal clasificación dividiendo aún cada tipo de evento en familias o subgrupos, la manera de división de éstas familias de eventos puede ser por la cantidad de eventos en un mismo lugar, o por un rango de magnitud entre uno y otro evento. Esto se ha logrado por la avanzada resolución en los equipos de registro digital cada vez más sofisticados.

III.3 EVENTOS SÍSMICOS REGISTRADOS EN EL VOLCAN TACANÁ

En el área del volcán Tacaná, anterior a la explosión freática de 1986, no se había hecho algún trabajo que involucrara los procesos de localización de eventos sísmicos u algún otro tipo de trabajo de procesos sísmicos, aunque sí se han reportado actividad sísmica en cada uno de los periodos anteriores de actividad del volcán. En la tabla 10 se encuentra resumida los periodos de actividad que han reportado varios autores desde finales del siglo XIX.

Actividades del volcán anteriores a 1850 no se tienen reportadas hasta el momento; sin embargo, están comenzando a aparecer trabajos recientes en las disciplinas de la

antropología y arqueología que obtienen evidencias relacionadas con actividad volcánica en la región y posiblemente algunas relacionadas con el Tacaná (Macías, et al. 2000).

La región del sureste del Estado de Chiapas, en general, se encuentra muy poco estudiada a nivel sísmico, a pesar de que existe gran actividad tectónica y posiblemente volcánica. Particularmente, para el volcán Tacaná, no existe algún antecedente de cierta clasificación de eventos sísmicos la cual pueda guiar alguna discriminación de eventos, como ocurre con otros volcanes mexicanos, tales como el Popocatepetl, El Chichón o El Colima (Gonzalez, 2000). Entonces, durante la actividad de recolección de datos, se guió en base a ciertas clasificaciones más generalizadas dentro de la literatura afín.

III.4 LA RED SÍSMICA DEL VOLCÁN TACANÁ (1997-2000)

El equipo usado en el registro sísmico durante septiembre de 1997 consistió de tres estaciones telemétricas ubicadas en la parte mexicana del volcán Tacaná. Las tres estaciones funcionaron con un equipo de telemetría marca MONITRON T4SF con distinta frecuencia de operación (véase tabla 11) y estuvieron a cargo de la "Coordinación de Monitoreo Volcánico y Sísmico" de la Subsecretaría de Protección Civil del Estado de Chiapas de julio de 1997 a marzo de 2000.

Los sismómetros usados son de componente vertical y periodo corto cuya transmisión de los datos fue vía telemétrica hacia el Puesto Central de Registro (P.C.R.) que se ubica en la ciudad de Tapachula, Chiapas, donde se encontraba el sistema de recepción de las estaciones. En este P.C.R. se operaban dos sismógrafos de 2 canales VR-60 Dyneer que recibían la señal en registros de papel. Sin embargo, al momento del registro, sólo se dispusieron dos estaciones, PER y CHQ, la estación PER por causas desconocidas no tuvo señal de registro y por tanto, el procesado de la información disponible así como su interpretación fue en base a estas dos estaciones. En la figura 15 se muestra la ubicación de las estaciones en la parte sur del volcán. Estas estaciones de telemetría se instalaron y operaron desde el mes de julio de 1997.

La estación "Chiquihuites" se encuentran en la comunidad del mismo nombre, municipio de Unión Juárez. El sismómetro empleado es un MARK-L40 de SPRENGHNETER con periodo natural de 1 [seg]. La estación "La Patria" se encuentra en el ejido del mismo nombre, municipio de Tapachula, y su equipo es similar al de CHQ.

Periodo de actividad	Actividad fumarólica	Actividad sísmica	Caída de ceniza	Referencias
1855	Eventos de corta duración. Emisión de fumarolas de vapor blanco ¹	Sismos violentos previos a la actividad fumarólica ²	Posible caída de pomez ³	¹ Sapper, (1927). ² Sapper, (1897). ³ Boese, (1903).
1878	Fumarolas visibles solamente de la parte del Estado de Chiapas ⁴		Ceniza en el flanco sur del volcán	⁴ Boese, (1903).
1900-1903	Actividad en un crater de 50 m de ancho y 5 m de profundidad del lado sur del volcán con un fuerte olor a azufre ⁵	Varios pequeños a fuertes sismos tectónicos (?) en el área de Ocos (Guatemala) a mediados de 1899 ⁶		⁵ Boese, (1905). ⁶ Sapper, (1905).
1949-1950	Vapor blanco con fuerte olor a azufre emitidas mayormente de tres fumarolas en el flanco suroeste del volcán, abundancia de fumarolas pequeñas ⁷	Fuertes sismos previos a la actividad fumarólica ⁸	Caída de ceniza en Unión Juárez, acumulación de varios cm de ceniza alrededor del mayor de los crateres durante los primeros cinco días	⁷ Mulleried, (1951).
1986-1987	Una erupción freática moderada abrió un crater de 10 m el 8 mayo 86 del cual se emitió una pluma de color blanco de 300 m de alto alcanzando una altura de 500 m a finales de junio a mediados de octubre solamente tenía 20 m de alto esta columna ⁹	Actividad de sismos menores dentro de 20 Km del volcán comenzaron el 15 diciembre 85, sismos de M _L 5 el 19 diciembre 85 y el 3 febrero 86, ensamble de sismos del 7 al 10 de mayo 86, epicentros ubicados dentro de un radio de 3 km del volcán en mayo la sismicidad decrece a mediados de junio, nivel bajo de sismicidad a mediados de octubre ¹⁰	Pequeñas cantidades de ceniza fina acumuladas cerca del crater ¹¹ . No se encontró material juvenil	⁹ SEAN 1986: (11:01), (11:02) y (11:04) ¹⁰ Scientific Event Alert Network Bulletin (1975-89).

Tabla 10. Actividad del volcán Tacaná en varios periodos reportados. Tomado y modificado de Mercado and Rose, (1992).

Estación	Clave	Altura s.n.m.	Coordenadas de localización	Frecuencia de operación	Portadora
La Patria	PTR	1 132	15° 6'98" N, 92° 14'05" W	444 735 Mhz	1360 Hz
Chiquihuites	CHQ	1 884	15° 5'60" N, 92° 6'50" W	444 550 Mhz	1700 Hz
Pico de loro	PLR	1 300	15° 3'17" N, 92° 5'82" W	444 650 Mhz	680 Hz

Tabla 11. Principales especificaciones técnicas y de ubicación de las estaciones del volcán Tacaná.

De acuerdo a las clasificaciones de sismos mas aceptadas, en los sismogramas de las estaciones PTR y CHQ se registraron eventos cuyas fases P y S son distinguibles y con su correspondiente magnitud de coda que por tanto hablan de fenómenos tectónicos o volcanotectónicos, es decir, de alta frecuencia. En el periodo de tiempo comprendido en

los sismogramas de las estaciones PTR y CHQ se distinguen diversas señales de ruido e interferencia, así como ruido cultural. En la figura 16 se muestran eventos típicos registrados en éstas estaciones sísmicas.

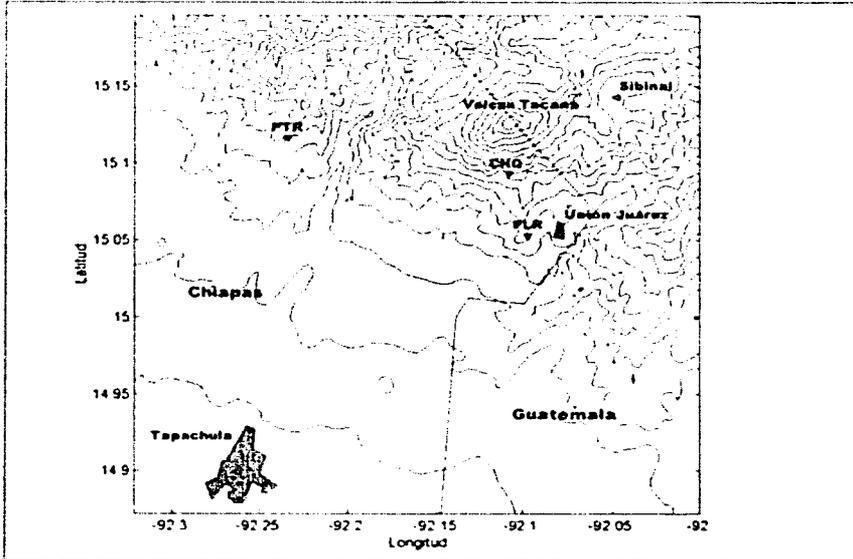


Figura 15. Ubicación de las estaciones sísmicas del volcán Tacaná.

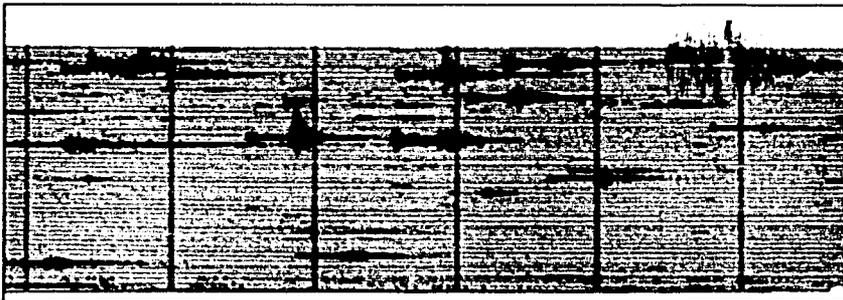


Figura 16. Sismograma de la estación CHQ (22 de septiembre 1997) mostrando el tipo de eventos recolectado.

III.5 RECOLECCIÓN DE DATOS DE LA RED SÍSMICA DEL VOLCAN TACANÁ

Desde la instalación de la red sísmica ubicada en las faldas del volcán Tacaná en 1997 no se tuvo algún análisis de los datos, previo a éste trabajo. Las estaciones PTR, PLR y CHQ enviaban la información vía telemetría al puesto central de registro que se ubica en la ciudad de Tapachula donde se registraban de forma analógica.

III.6 METODOLOGÍA USADA

El proceso de la información recabada, únicamente de éstas dos estaciones es la siguiente:

Definición de arribos de las fases P y S. El registro se hizo en forma analógica en tambores, sin embargo, estos registros están muy comprimidos debido a que en un solo tambor se tenía la lectura de 24 hrs. de dos estaciones. En ocasiones, la tinta era demasiada en el registro o a veces todo lo contrario, era muy tenue. Estos detalles se tomaron en cuenta al momento de definir los tiempos de llegada de las fases de los sismos, tanto fases P como S. Para éste estudio se recolectaron con las estaciones PTR y CHQ un total de 293 eventos para el procesado. Como el programa requiere de por lo menos 3 tiempos de arribo de un sismo, es decir la fase P, y solamente tenemos dos tiempos de arribo por ser dos estaciones las usadas, se tomó como otro tiempo de arribo a la Fase S de los eventos seleccionados teniendo en total 3 ó 4 arribos, dos fases P y dos ó uno, que será una fase S, para que el programa de una adecuada localización.

El periodo de tiempo que se tomó para el procesado, pocos meses después de la puesta en marcha de ésta red y que comprende un total de 13 días consiste de los sismogramas del 11 de septiembre a partir de las 14.15 hrs. (GMT) al 23 de septiembre de 1997 hasta las 15:38 hrs. (GMT), pocos meses después de la puesta en marcha de esta red, que comprende un total de 13 días. La elección de este periodo es con base en la posibilidad de leer las ondas P y S de ambas estaciones. En los registros no usados, estas condiciones no se cumplen.

La recolección de fases se hizo por separado para cada estación, de tal forma que se compararan las señales para discriminar las que son ajenas al procesado tales como ruido cultural, de los propios instrumentos, telesismos, y señales que solamente aparecían en una

de las estaciones sismológicas. En la figura 17 se muestra la distribución de la cantidad de eventos en los días que se registraron.

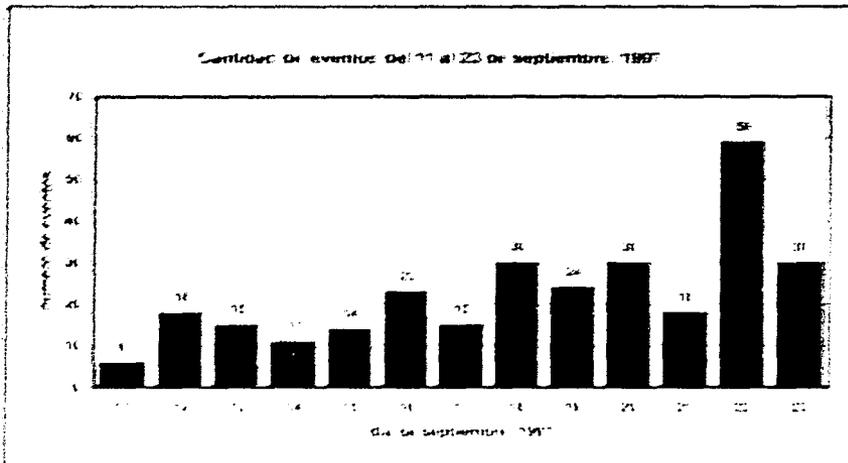


Figura 17. Total de eventos registrados durante 12 días en un sismograma de una estación PTR (1997)

Para el análisis de los tiempos de tránsito de los tiempos de arribo se hizo una prueba de aproximación por los métodos de momentos (1973) y se encontró, cabe destacar, un cierto error en esta forma de lecturas debido al grado de la onda en los sismogramas, por lo que se estimó un error porcentual de aproximación de los eventos de las dos estaciones de 0.225 mm, cuyas localizaciones se llevaron a cabo con el programa HYPOCENTER (Lienert et al., 1986).

Resolución de datos Se tomaron de cada estación sísmica los datos de año, mes, día y minuto al igual que los tiempos de arribo de la fase P y S, en segundos, de cada evento, así como la duración de la coda, también en segundos. Se discriminaron los eventos dadosos de pertenecer a señales ya sea del volcán o de la tectónica regional tales como ruidos culturales, telesismos, eventos en donde no fueran definidas las dos fases en las dos estaciones y aquellos eventos que aparecen en una sola estación ya sea CHQ o PTR. En

éste último caso, no es la primera vez en que se han reportado en la región ciertas señales que aparecen en los registros de una estación y no aparecen en otra estación, es el caso, en febrero de 1987, de dos estaciones sísmicas, una en Sibinal (SBN), flanco este del Tacaná, del lado de Guatemala y otra estación a 6 Km. (posiblemente Muxbal, MXB), del volcán, del lado de Chiapas, muy cercanas ambas del volcán Tacaná y que registraron una señal dándole diferente interpretación en los registros de esas estaciones en ambos países (SEAN Bulletin 12:03, Global Volcanism Program, 1987)

La diferencia de tiempo S-P hace que se dividan los eventos en dos grupos principales: aquellos eventos lejanos del volcán como son sismos tectónicos, y eventos cercanos y someros al volcán Tacaná que pueden ser tectónicos y/o volcanotectónicos (VT) ó de alta frecuencia (HF). En las figuras 18 y 19 se muestran algunos eventos registrados que se ubican de acuerdo a la clasificación usada para el volcán Popocatepetl por el CENAPRED (Valdés et al.,1995).

Los datos se corrieron en rutinas del estilo del programa HYPO71 con las siguientes características:

- En listado de estaciones usadas son:
CHQ 1505.60N 9206.50W1884
PTR 1506.98N 9214.05W1132
- Modelo cortical de velocidades propuesto para el volcán Tacaná (Subcapítulo III.11).
- Relación de Poisson (cociente entre las velocidades de la fase P y la fase S): 1.80.
- Debido a que las escalas de magnitud usadas son específicas de cada región y de la instrumentación empleada, para la magnitud de eventos de éste volcán se usó la escala de magnitud de coda calculada (M_c) usada para localizar eventos sísmicos del volcán Popocatepetl por el CENAPRED (Valdés et al.,1995):

$$M_c = -0.87 + 2.00 \log(\tau) + 0.0035 A$$

donde τ es la duración de la señal en segundos y A la distancia epicentral en kilómetros. El resto de los parámetros usados en el programa se enumeran en el Apéndice C.

III.7 LOCALIZACIÓN DE LOS EVENTOS SISMICOS

Dentro de la actividad de monitoreo volcánico, el trabajo de localización espacial de eventos sísmicos ha desarrollado diversos algoritmos, cuyos datos calculados son la hora de origen, coordenadas de epicentro, profundidad focal, magnitud de los eventos y porcentaje de errores. Estos programas se basan en la lectura de los tiempos de arribo de las fases P y S, longitud de coda y polarización de la señal de un evento registrados en sismogramas o en archivos digitizados de una red sísmica.

Para obtener estos parámetros, los algoritmos diseñados requieren ciertos datos del lugar de interés tales como las coordenadas de las estaciones sísmicas, un modelo cortical de velocidades que sea lo más representativo posible y compatible con la geología de la región estudiada y al menos 4 tiempos de arribo a las estaciones sísmicas para que el sistema de ecuaciones se resuelva en el algoritmo (Ibañez, 1995).

Para el cálculo de localización de eventos de la red del volcán Tacaná se utilizó el algoritmo de inversión llamado HYPOCENTER desarrollado por Barry y Lienert (1986), el cual combina características de los bien conocidos programas HYPO71 y HYPOINVERSE. En el Apéndice A se describe brevemente las principales características la teoría de localización numérica de eventos sísmicos.

Aunque hay una variedad de algoritmos para localización de eventos sísmicos, es aún tradicional usar el programa HYPO71. El algoritmo HYPOCENTER ha tenido buenos resultados en trabajos anteriores, tales como los elaborados en las estadísticas de sismicidad para el Monte Camerun en una campaña de observación de más de 5 años (Ateba, Ntepe, 1997), que dan una confiabilidad al programa en aproximadamente un 95 % del procesamiento de datos. En México, tanto el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) para el monitoreo sísmico del volcán Popocatepetl, como el Servicio Sismológico Nacional (SSN) en los reportes de sismicidad del país usan el algoritmo de localización HYPOCENTER (Valdés C., comunicación personal, 2001).

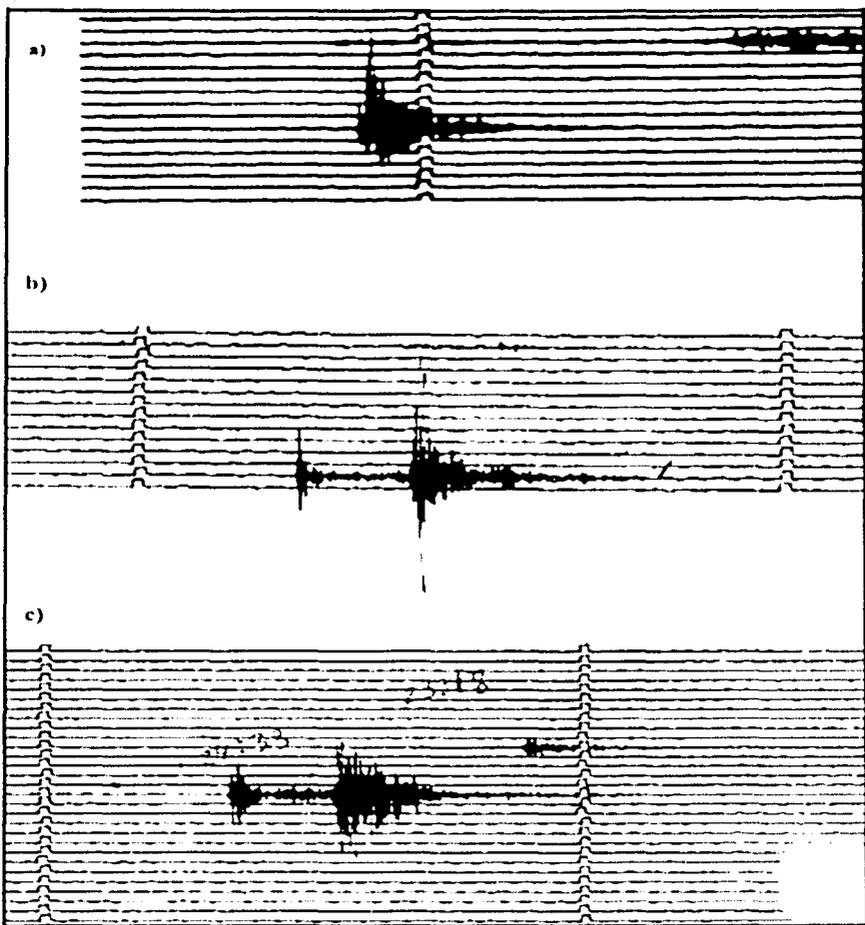


Figura 18. Ejemplos de eventos VT del volcán Tacaná y tectónicos al norte de éste registrados en el mes de septiembre de 1997. a) sismo VT registrado el día 20 a las 13:21 hrs. (hora GMT) en la estación CHQ localizado a 2.9 Km. de distancia de la cima más alta del volcán. b) Sismo tectónico registrado por la estación PIR el día 13 a las 9:23 hrs. (hora GMT) a una distancia de 43 Km. de dicha estación, mientras que el la figura c) se muestra otro evento tectónico en la misma estación registrado a las 0:33 hrs. (GMT) del día 20 con una distancia aproximada de 65 Km. de la estación. Obsérvese la diferencia entre las fases S-P y la forma de la duración de coda entre los eventos tectónicos y el evento VT. Las marcas en el sísmograma indican periodos de 60 segundos

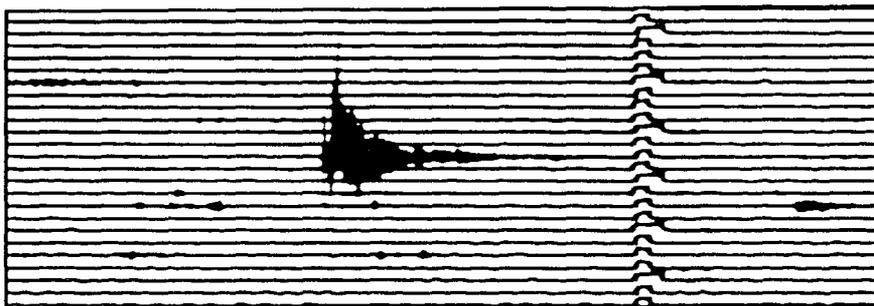


Figura 19. Ejemplo de un evento de VT del volcán Tacaná registrado el 17 de septiembre de 1997 a las 20: 29 (hora GMT) en la estación CHQ localizado a 2.5 Km. de la cima principal del volcán. Las marcas en el sísmograma indican periodos de 60 segundos.

En el Observatorio Vulcanológico de Colima (Cd. De Colima), se usa una versión más reciente de este algoritmo bajo un software llamado SEISAN (Lienert y Havskov, 1995) que se emplea para el monitoreo volcánico y sísmico del volcán de Colima y para la localización de eventos tectónicos en la región (Zobin Y. Comunicación personal, 2001). El algoritmo HYPOCENTER utiliza procedimientos estándar comunes en regresión estadística para mejorar la matriz de solución, que en algunos casos, resulta superior en calidad y confiabilidad (Apéndice B).

III.8 MODELO CORTICAL DE VELOCIDADES

Un modelo de velocidades adaptado a la región de un volcán activo permite inferir la ubicación de los eventos que estén presentes en un medio de propagación basado en capas planas con contrastes de velocidades crecientes con respecto a la profundidad para un periodo determinado de monitoreo. Por ser un problema de carácter casi puntual a una medida global se desprecia en la mayoría de los algoritmos de localización la curvatura de la Tierra.

Se usó un modelo que consiste en un conjunto de capas apiladas, cada una con una velocidad determinada de forma indirecta. Para obtener los datos tanto del espesor de los estratos como de las velocidades de éstos se utilizan métodos tanto directos como indirectos. En los métodos directos se hace uso de los estudios geológicos recientes de la

región en estudio. Y de forma indirecta, se utilizan estudios geofísicos, tales como el registro sísmico y sónico de pozos, de ésta manera se obtienen espesores reales de las capas más superficiales; así como campañas de sismología de refracción (Ambeh, 1992), en donde se obtienen las velocidades promedio de las fases P generadas por el método para la geología de la región.

Por lo general, cuando se tiene un modelo cortical bien definido para un volcán, su uso se extiende hacia otros volcanes en donde no se tiene algún estudio directo o indirecto de la región donde se encuentran ya que son modelos muy escasos pero bastante confiables. A veces se puede adaptar modelos preexistentes a otros volcanes modificando algunas velocidades y espesores de este, y usando como referencia un valor mínimo en el RMS resultante en las pruebas (Gonzalez, 2000).

Existen diversos ejemplos en volcanes a nivel mundial donde existe un modelo cortical bien definido. En México, el modelo utilizado en el Centro Nacional de prevención de Desastres (CENAPRED), para el volcán Popocatepetl ha tenido buenos resultados en el estudio de la sismicidad asociada a este (Valdés, comunicación personal), y se ha extendido su uso para monitorear al volcán Citlaltépetl ó Pico de Orizaba. Durante los eventos eruptivos del volcán Chichón, en 1982, se tuvo la coincidencia de contar con datos preexistentes en la región en cuanto a la geología así como el registro de pozos perforados muy cercanos al área del volcán teniendo espesores de capas y velocidades muy reales, esto debido a la extensión de exploración por parte de la paraestatal PEMEX (Havskov, et. al., 1983).

Para el caso del volcán Tacaná no existe un modelo cortical concreto, documentado de la exploración geofísica para inferir los espesores y la velocidad de las ondas sísmicas. Durante el evento freático de 1986 se reporta una localización de eventos en ese tiempo (De la Cruz -Reyna, et al., 1989, De la Cruz -Reyna, et al., 1986), sin embargo no presenta en sí el modelo. Durante una campaña de monitoreo llevada a cabo por personal técnico de Guatemala y de la USGS en 1987 argumentan que el modelo de velocidad probado por ellos resulta impreciso para sus estudios afines (SEAN Bulletin, 12 01, Global Volcanism Program, 1987).

En éste trabajo se propone un modelo cortical de velocidades bajo un criterio empirico, de la observación de la distribución del tipo de rocas que afloran en la región del Tacaná. Para obtener este modelo se probaron velocidades y espesores de capas altos, de acuerdo a

la información geológica documentada del lugar. Como el volcán Tacaná yace sobre un macizo granítico se interpreta que esta masa representa una gran capa de aproximadamente 8 Km. teniendo una velocidad mayor a 5 Km/s. Mientras que la siguiente capa se interpreta como la frontera de la corteza y el manto con una velocidad mayor a 6 Km/s (tabla 12).

Velocidad en Km/s	Profundidad en Km.
5.70	0.0 — 8.0
6.30	8.0 — 40.0
7.50	40.0 — ∞

Tabla 12. Modelo cortical de velocidades propuesto para el volcán Tacaná basado en la geología de la región.

La geología de la región del volcán Tacaná es complicada para haber sido la única manera de obtener un modelo de velocidades. Del marco geológico mencionado de la región, este aparato volcánico sobreyace a un cuerpo intrusivo de la dimensión de un batolito, denominado Macizo de Chrapas, sin embargo en una sección norte-sur existen provincias fisiográficas de diferente litología, resaltando rocas calizas al norte de la región; en donde todas éstas por su composición implican velocidades altas.

III.9 ¿POR QUÉ SE USAN SOLAMENTE DOS ESTACIONES?

La red temporal instalada en el volcán Tacaná dispuso de solamente los sismogramas de dos estaciones telemétricas de la red CHQ y PIR ya que la otra estación, PLR, tuvo fallas técnicas no registrando las señales sísmicas y que su explicación está fuera del alcance de éste trabajo. Actualmente, la mayoría de los autores recomiendan una amplia distribución de estaciones alrededor de un volcán. Para localización con precisión los sismos (incluyendo la profundidad) debe tener por lo menos la red sísmica 4 estaciones (Banks, et. al. 1993), y redes sísmicas modernas generalmente consisten de 6 o más estaciones.

El análisis presente solamente se limita a observar los eventos localizados para el periodo de los registros. Aun después de haber cuidado aspectos tales como un meticuloso registro de los tiempos de arribo de las fases sísmicas ó un modelo cortical de velocidades

adecuado, no se realizan procesos de determinación de parámetro b ó mecanismos focales ya que resultarían de una imprecisión inaceptable para ser útiles a éste trabajo.

Se aclara que programa HYPOCENTER o cualquier otro no pueden localizar un evento puntualmente si se trata de usar solamente dos estaciones, recordando el sistema de ecuaciones que resuelve la localización geográfica general de un evento dado en el Apéndice A (ecuación 10), este requiere 3 tiempos de arribo como mínimo y en el caso de los eventos localizados en el volcán Tacaná, solamente se tienen dos y por tanto falta una variable, de ésta forma se tiene un número de soluciones infinitas para fijar un evento.

Basándose en la geología, tectónica de la región y del modelo cortical de velocidades propuesto se trató de ubicar los eventos con un RMS mínimo mediante la variación de la profundidad de un evento, de ésta forma se fija una coordenada para el eventos con éste RMS mínimo. Esta localización se le da un 70-80% de credibilidad.

La justificación de hacer un trabajo con limitado material de análisis es por la necesidad de autoridades de conocer el estado en que se encuentra el volcán Tacaná (CENAPRED, Sistema de protección civil del Estado de Chiapas, etc), así como otros desastres de carácter natural. Actualmente, el Gobierno de Chiapas no tiene una red sísmica propia y un no hay un monitoreo constante y formal en los dos volcanes activos del Estado: Tacaná y el Chichón. Como se vio en el capítulo II de éste trabajo el Tacaná ha tenido eventos eruptivos de considerable magnitud y observando la gran cantidad de población y la actividad económica desarrollada de la región es prioritario dar continuidad al monitoreo del volcán Tacaná. Es por ello que, a pesar de haber funcionado en corto tiempo éstas estaciones, CHQ y PTR, se puede dar, al menos una cuantificación y distribución de los sismos durante un periodo de tiempo analizado. Sin embargo, ésta contribución puede ser punto de partida para trabajos mas profundos que estén encaminados a la vigilancia tanto volcánica como sísmica de la región.

CAPÍTULO IV. ANÁLISIS DE RESULTADOS

IV. 1 RESULTADOS DE LA LOCALIZACIÓN

Los resultados del modelo probado con el programa HYPOCENTER se dan en las tablas 13 y 14. Se depuraron la mayoría de los datos para que las localizaciones resultantes se ajustaran a valores de RMS, ERH y ERZ específicos, los residuales RMS de tiempo de viaje fueron menores a 1 ($RMS < 1$) mientras que los errores horizontal y vertical tienen un error en kilómetros mínimo de 3 ($ERH, ERZ < 3$), descartando del análisis el resto de los eventos mayores a éstos parámetros. Aproximadamente un 84 % de los datos recolectados se descartaron por su lejanía o porque salían del cálculo del algoritmo HYPOCENTER.

Para tener una localización congruente de los eventos se tuvo como guía el lineamiento que puede ser una falla lateral transcurrente que pasa al norte del volcán Tacaná, es decir, una posible continuación de la Falla Polochic (Burkart, et al. 1987; Peralto y Montero, 1999).

Como se observa en la figura 20, los datos se grafican en un mapa regional dividiéndolos en dos principales grupos. Este es el resultado de observar el comportamiento de 72 modelos corticales que se variaron en las velocidades, espesor y número de capas obteniendo el modelo resultante propuesto. El primer grupo pertenece a un conjunto de eventos con una cierta alineación Este-Central-Suroeste al norte del volcán Tacaná con una profundidad calculada de 86 Km., los resultados de este grupo se dan en la tabla 13. Mientras que el segundo grupo es una serie de eventos alineados Este-Oeste y cruzan el volcán Tacaná por debajo a una profundidad somera y en dos alineaciones bien definidas (ver figura 21 a y b). A diferencia de los eventos localizados al Norte del volcán éstos son de una magnitud calculada menos intensa.

DATE	ORIGIN	LAT N	LONG W	DEPTH	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERM	ERZ	S-P	PTR	CMQ
970911	2140	50.70	15-48.35	91-59.26	86.00	2.95	4	10.81	0.005	2.4	0.5	13.3	13.0	
970911	2337	18.53	15-31.40	92-5.98	86.00	2.36	4	16.47	0.00	0.0	0.0	11.0	11.0	
970912	2356	59.48	15-25.23	92-32.20	86.00	2.32	4	8.46	0.02	0.8	0.1	11.0	11.6	
970913	6.6	1.05	15-38.05	91-49.92	86.00	2.74	4	10.66	0.07	2.5	0.8	12.4	12.3	
970913	832	59.72	15-41.05	91-48.91	86.00	2.61	4	10.72	0.04	1.4	0.5	13.0	12.5	
970913	923	0.53	15-31.40	92-5.98	86.00	2.37	4	16.47	0.00	0.0	0.0	11.0	11.0	
970914	1557	27.80	15-42.13	92-46.46	86.00	2.56	4	5.87	1.003	1.5	0.9	13.6	14.6	
970915	4.8	26.18	15-43.54	92-3.79	86.00	3.03	4	12.70	0.00	1.1	0.0	12.4	12.4	
970916	046	19.46	15-32.04	92-6.88	86.00	2.60	4	17.48	1.02	0.6	0.1	11.0	11.1	
970916	118	35.56	15-49.04	92-5.23	85.99	2.41	4	10.79	0.06	2.7	0.5	13.2	13.0	
970916	239	10.19	15-41.15	92-7.55	86.00	1.97	4	13.64	3.00	0.1	0.0	12.0	12.1	
970916	458	21.54	15-15.15	92-8.14	86.00	1.86	4	46.18	4.02	1.0	0.1	9.9	9.8	
970916	1348	58.59	15-6.32	92-10.60	86.00	1.77	4	182.6	3.0	0.67	2.2	0.1	8.3	8.3
970916	2020	39.47	15-46.36	92-4.48	86.00	2.04	4	11.74	0.03	1.4	0.2	12.8	12.7	
970916	2029	7.32	15-24.81	92-9.11	86.00	2.87	4	24.34	1.04	1.3	0.2	10.3	10.5	
970917	259	8.69	14-18.06	92-19.28	86.00	2.37	4	9.90	0.03	1.2	0.3	13.9	14.0	
970917	358	45.04	15-55.30	92-8.21	86.00	3.03	4	9.90	0.01	0.4	0.1	13.9	14.0	
970917	632	29.88	15-33.90	92-3.47	86.00	2.52	4	15.52	6.00	0.1	0.5	0.1	11.3	11.3
970917	918	6.04	15-23.30	92-7.49	86.00	2.20	4	26.32	4.00	0.0	0.0	9.7	9.7	
970918	1428	3.15	14-29.89	91-56.02	86.00	1.73	4	10.68	0.06	2.1	0.5	12.7	12.4	
970918	2114	55.25	15-28.04	92-28.42	86.00	2.30	4	10.45	0.03	1.4	0.2	10.9	11.6	
970919	18.4	46.01	15-31.03	92-22.58	86.00	2.36	4	13.47	0.04	1.4	0.3	10.9	11.1	
970919	7318	26.09	14-31.84	92-16.54	86.00	2.40	4	13.65	0.03	1.3	0.2	12.0	12.1	
970920	033	5.21	15-38.65	92-26.08	86.00	2.81	4	9.62	4.04	1.5	0.3	11.8	11.5	
970920	826	13.89	15-18.94	92-18.55	46.00	2.61	4	21.23	5.05	2.2	0.2	10.1	10.2	
970922	1946	59.87	15-29.17	92-17.37	86.00	1.92	4	16.41	5.05	1.8	0.3	10.6	11.1	
970923	418	56.69	15-10.29	92-32.36	86.00	2.11	4	0.33	4.0	0.12	2.7	0.3	10.1	11.0

Tabla 13. Archivo de salida del programa HYPOCENTER para 27 eventos resultantes a una profundidad fijada en 86 Km.

DATE	ORIGIN	LAT N	LONG W	DEPTH	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERM	ERZ	S-P	PTR	CMQ
970916	157	10.05	15-6.27	92-10.35	4.00	1.67	4	182.6	6.8	0.03	0.2	0.0	1.1	1.0
970916	1752	35.13	15-6.10	92-10.34	1.19	2.46	4	187.6	8.0	0.16	0.4	2.0	0.6	0.6
970916	2211	21.23	15-6.28	92-10.29	4.00	0.81	4	181.6	6.8	0.42	1.9	0.1	0.2	0.2
970917	2029	37.00	15-8.30	92-6.66	4.00	1.14	4	84.5	0.03	0.2	0.1	1.8	0.9	
970918	1126	1.98	15-7.28	92-15.31	4.00	0.90	4	2.2	3.0	0.54	1.9	0.3	0.5	1.1
970918	1657	23.49	15-6.55	92-11.84	4.00	0.89	4	182.4	0.03	0.37	2.0	1.2	0.4	0.4
970919	834	45.22	15-6.76	92-13.00	3.50	0.46	4	183.1	1.90	0.31	2.2	0.8	0.7	0.8
970919	11.8	41.38	15-7.88	92-18.90	4.00	1.65	4	0.8	0.55	0.8	0.2	1.5	2.6	
970919	14.7	3.90	15-7.34	92-16.52	4.00	1.23	4	2.4	0.56	1.4	0.0	0.9	1.5	
970919	1459	19.60	15-8.87	92-5.37	4.00	2.20	4	109.7	9.0	0.16	1.4	1.0	1.0	1.5
970920	1321	54.14	15-7.99	92-5.33	4.00	1.37	4	55.3	3.90	0.13	1.2	0.5	1.9	1.0
970920	1396	16.25	15-9.01	92-11.26	4.00	1.40	4	108.6	3.0	0.25	2.5	1.9	0.5	2.0
970920	20.0	17.59	15-13.00	92-7.10	4.00	1.61	3	54.13	7.00	0.00	0.0	0.1	1.9	
970920	22.6	39.23	15-11.57	92-13.88	4.00	2.11	4	54.8	5.0	0.13	0.9	0.9	1.0	2.6
970922	18.0	36.32	15-6.37	92-15.79	4.00	1.88	3	1.3	2.0	0.72	2.1	0.2	0.2	
970923	053	37.02	15-11.36	92-17.82	4.00	1.35	3	23.10	5.00	0.00	0.0	0.0		3.1
970923	1.0	49.04	15-8.52	92-22.59	4.00	0.85	3	0.15	6.04	1.4	0.7	2.2		
970923	129	57.04	15-25.19	91-56.32	4.43	1.92	3	17.40	6.00	0.00	0.0	0.0	6.2	
970923	1256	33.60	15-9.94	92-30.32	4.00	1.62	4	0.29	7.00	0.05	1.4	1.8	4.0	5.8

Tabla 14. Archivo de salida del programa HYPOCENTER para 19 eventos resultantes a una profundidad fijada en alrededor de 4 Km.

Durante el tiempo de observación, un periodo de 13 días, se recolectaron 293 eventos, como se limitó el radio de localización a 100 Km. en el programa HYPOCENTER se localizaron 46 eventos (figura 22). Como se tomó este periodo de forma aleatoria se puede

suponer que en un mes se registrarían en promedio 600 eventos y en un año se registrarían 8 000 sismos, y en la región radial a 100 Km. del Tacaná se registrarían 1200 sismos anuales, comprobándose que existe una gran dinámica, posiblemente debida a la tectónica regional. En general no se observa algún patrón de comportamiento de éstos eventos, y solamente se nota la ausencia de eventos cercanos al Tacaná durante los primeros 5 días del tiempo de recolección en la (figura 22, gráfica c).

Se compararon los mismos eventos localizados usando el modelo cortical de velocidades empleado en el volcán Popocatepetl por el CENAPRED para la localización de hipocentros, el modelo de velocidades del volcán Popocatepetl (tabla 15). De ésta manera podemos observar el grado de confiabilidad de los datos del modelo cortical usado.

Teniendo el archivo de salida para los eventos del volcán Tacaná cercanos a éste usando el modelo de velocidades anterior vemos que, de la tabla 16 los residuales RMS y ERH para éste modelo son similares a los del modelo del volcán Tacaná, siendo algunos residuales ERZ mayores a 3 Km. en comparación; no obstante, la profundidad de éstos sigue un patrón más somero con respecto a la superficie. En la figura 23 se encuentran localizados los eventos tanto para el modelo de velocidades del volcán Popocatepetl como los del modelo propuesto.

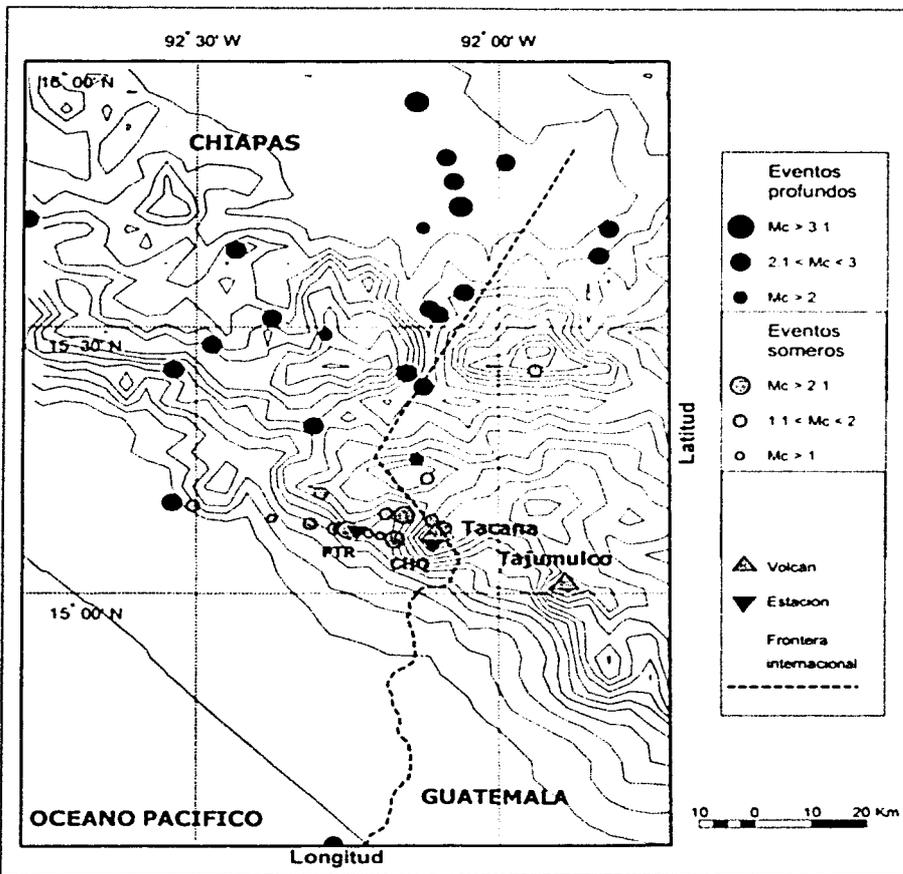


Figura 20. Mapa de resultados de eventos localizados en el volcán Tacaná usando las estaciones PTR y CHQ. Los eventos de color oscuro tienen una profundidad de 86 Km. mientras que los de color claro presentan una profundidad aproximada de 4 Km.

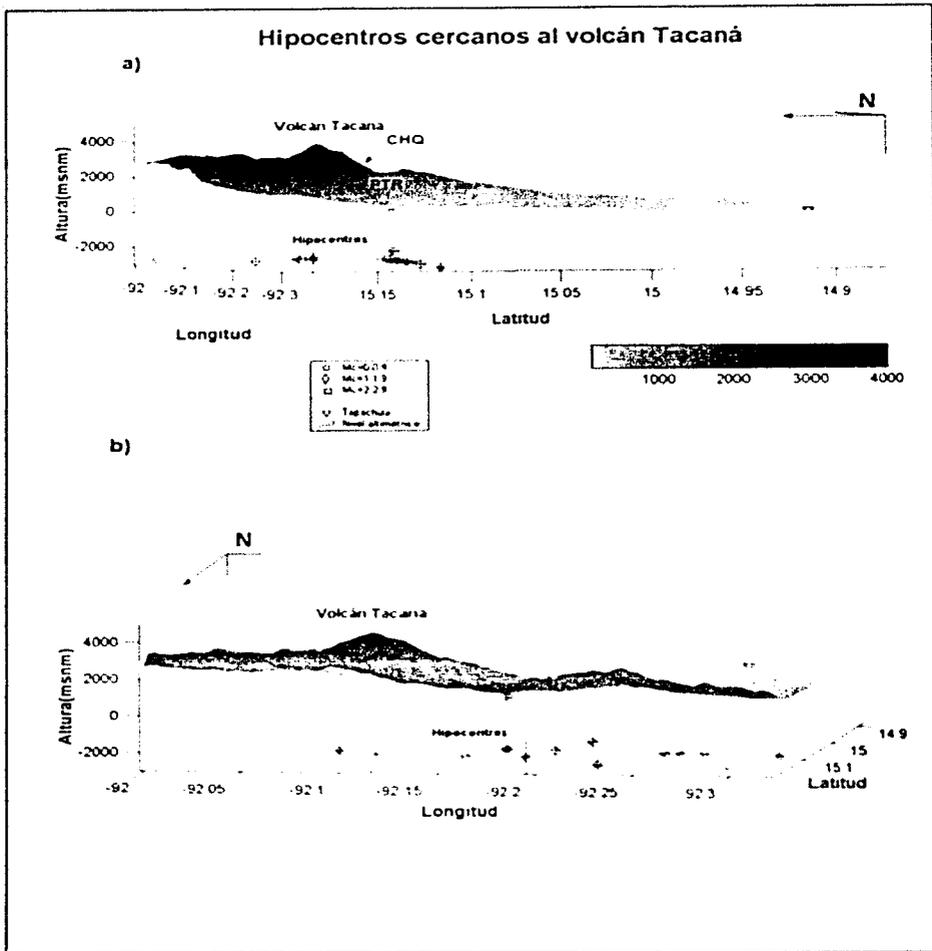


Figura 21. Resultado de la ubicación de los hipocentros cercanos al volcán Tacaná en dos vistas tridimensionales. Los errores horizontales y verticales de los eventos son a escala real con las figuras.

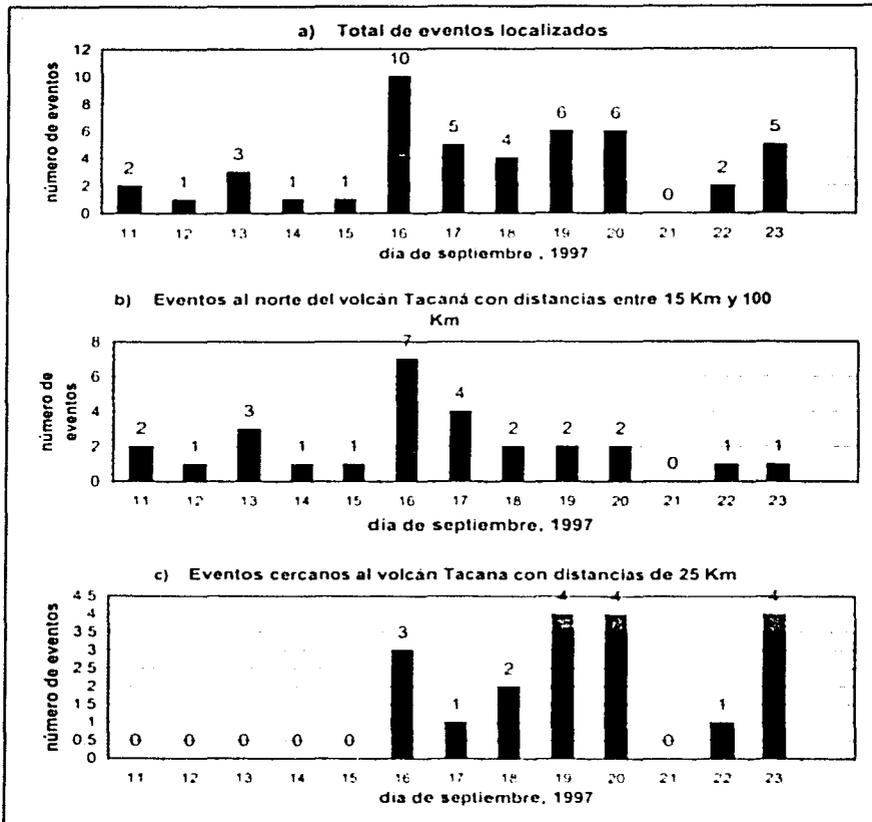


Figura 22. Las gráficas indican el número de eventos calculados por el algoritmo HIPOCENTER durante algunos días de septiembre de 1997. En la gráfica a) muestra el número total de eventos localizados distribuidos en el tiempo, la gráfica b) indica los eventos distribuidos al norte del volcán Tacaná con distancias máximas de 100 km. del volcán y la gráfica c) muestra los eventos distribuidos en un cuarto de un radio de 25 km.

Velocidad en Km/s	Profundidad en Km.
3.50	0.0 — 5.5
4.50	5.5 — 6.0
5.00	6.0 — 12.0
6.00	12.0 — ∞

Tabla 15. Modelo cortical de velocidades para el volcán Popocatepetl

DATE	ORIGIN	LATS	LONGW	DEPTH	MAG	NOGAP	DMIN	RMS	ERR	FRZ		
970916	157	8.88	15- 6.25	92-10.34	4.00	1.67	4 183	6.8	0.33	1.2	0.2	
970916	1752	33.93	15- 6.22	92-10.32	2.88	2.46	4 183	6.8	0.50	0.6	0.1	
970916	2211	20.07	15- 6.27	92-10.30	4.00	0.81	4 182	6.8	0.75	2.3	0.1	
970917	2029	36.72	15- 6.03	92- 8.57	1.27	1.13	4 181	4.5	0.09	0.3	0.6	
970918	1128	1.19	15- 6.80	92-13.21	4.00	0.90	4 183	1.5	0.62	0.9	0.3	
970918	1657	22.34	15- 6.44	92-11.24	4.00	0.89	4 182	5.1	0.68	2.2	1.6	
970919	834	44.05	15- 6.67	92-11.90	4.00	0.46	4 178	3.9	0.56	2.2	1.4	
970919	11	8	41.60	15- 7.65	92-14.11	4.00	1.62	4 69	1.2	0.30	3.4	0.9
970919	14	7	3.43	15- 6.88	92-13.58	4.00	1.21	4 183	0.9	0.52	0.8	0.2
970919	1459	18.98	15- 6.24	92-10.30	2.70	2.19	4 181	6.6	0.24	0.5	1.1	
970920	1321	53.56	15- 5.82	92- 8.21	4.00	1.36	4 185	3.1	0.21	0.8	0.4	
970920	1336	35.64	15- 6.30	92-11.05	2.63	1.39	4 186	5.5	0.30	1.1	1.2	
970920	20	0	17.60	15- 9.04	92- 9.04	3.94	1.59	3 103	7.8	0.00	0.0	0.0
970920	22	6	32.45	15- 7.18	92-14.86	4.00	2.09	4 3	1.510.61	1.0	0.1	
970922	18	0	35.54	15- 7.10	92-14.89	3.90	1.88	3 2	1.5	0.32	0.8	0.1
970923	053	37.01	15- 9.84	92-12.79	4.00	1.33	3 80	5.8	0.01	0	1	0.1
970923	1	0	48.93	15- 2.43	92-16.26	4.00	0.82	3 46	9.3	0.01	0.0	0.0
970923	129	57.04	15-18.88	92- 1.22	4.00	1.86	3 28	25.2	0.00	0.0	0.0	
970923	1256	33.60	15-15.88	92-17.87	4.00	1.57	4 24	17.8	0.03	0.1	0.0	

Tabla 16. Muestra de los mismo eventos de localización para el volcán Tacaná usando el modelo cortical de velocidades del volcán Popocatepetl.

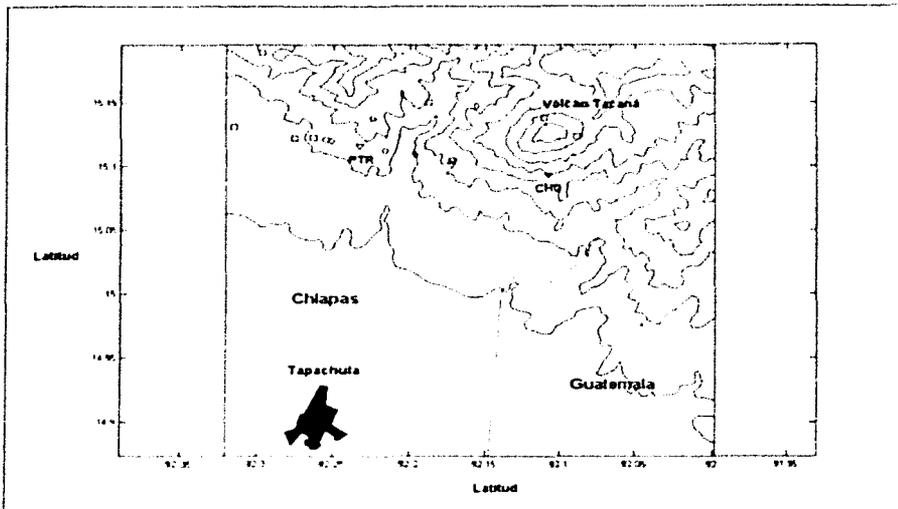


Figura 23. Localización de eventos según dos modelos: el símbolo (●) indica eventos localizados con el modelo propuesto para el volcán Tacaná, y el símbolo (□) indica los mismos eventos localizados con el modelo de velocidades empleado para el volcán Popocatepetl. También se muestran las estaciones sísmicas con triángulos invertidos.

IV. 2 ANALISIS DE RESULTADOS

El período de observación de los resultados obtenidos es muy corto para obtener una idea del comportamiento sismo-tectónico de la región y mucho menos para seguir el comportamiento de un volcán como el Tacaná, pero se pueden hacer algunas anotaciones acerca de los resultados obtenidos.

Se aprecia para el período del 11 al 23 de septiembre de 1997 una gran cantidad de sismicidad, que en total rebasan más de 45 eventos durante 13 días, es de esperarse que la mayoría de éstos o casi su totalidad sea de origen tectónico.

Se descartaron un buen número de eventos debido a un residual de tiempo (RMS) tolerable de acuerdo con la red de monitoreo analizada, es decir, debido a parámetros que

no se pudieron controlar se restringió a un error de tiempo residual menor al 1 seg.; si se hubiera aplicado una restricción de 3 seg. ó 5 seg. se encontrarían entremezclados cálculos demasiado erróneos para ser confiables.

Cabe preguntarse qué tan confiables son los eventos resultantes aún con éstas restricciones impuestas para los datos y por el manejo de solamente dos estaciones. En la figura 24 en la parte superior del mapa aparecen tres eventos aislados. Los eventos marcados con los incisos (b) y (c) son eventos registrados en el Catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) que se encuentran presentes en los sismogramas del periodo analizado, y por tanto, se procedió a localizarlos; no obstante, solamente uno de ellos se registró para su localización (b) ya que el otro (c), aparece ilegible en el sismograma; dando como resultado el evento (a) a una distancia de aprox. 54 Km. del evento (b) con fecha de 22 de septiembre de 1997 (ver tabla 17). Solamente se aprecia un error considerable en ERH mayor a 10.8 Km. en contraste con el error vertical y el RMS que son mínimos. Sin embargo, hay que tener atención con las localizaciones del SSN para sismos en el sur de Chiapas dado que tiene solamente dos estaciones convencionales en el estado (San Cristobal, SCX y Tapachula, TPX) y la más próxima en Oaxaca (ONX).

El programa ofrece resultados con un mínimo error residual y que se ajusta a una profundidad que es ambigua para la región, esto se puede visualizar en la figura 25. El programa HYPOCENTER ubicó los datos de acuerdo a una semiesfera donde el centro de ésta son las estaciones CHQ y PTR y la superficie la representan todos los epicentros posibles a una profundidad proyectada de 86 Km. hacia la superficie seccionada de la esfera, el problema es saber cual es el origen de éstos eventos.

Es decir, si la profundidad de un epicentro, en la semiesfera, fuese mayor a 86 Km. (120-140 Km.) entonces los eventos estarían relacionados a la zona de subducción entre las placas de Cocos y la de Norteamérica. En caso contrario, si la profundidad del epicentro fuese menor al arrojado por el programa (~25 Km.) entonces estaríamos hablando de sismos originados por fallas transcurrentes tales como la Polochic o Motagua que se encuentran precisamente al norte y este del volcán Tacaná respectivamente.

Esto quiere decir que la profundidad calculada por el programa para ubicar éstos eventos tiene un 70-80% de confiabilidad y se podrían ajustar a una profundidad aproximada a la real si hubiese una estación que registre al norte del Tacaná.

A pesar de que los errores porcentuales de localización son mínimos (Tabla 13) hay resultados que tienen un error objetivo, es decir, solamente aquellos datos en donde el valor de magnitud de coda (MAG) es inferior a 2.0 y con distancia mínima (DMIN) menor a 20 km no son tan confiables como el resto de los datos. El programa ofrece resultados de acuerdo a los parámetros especificados, no obstante, se deben descartar algunos datos resultantes que no concuerden con el modelo propuesto para la región norte del volcán, además, es posible que éstas señales no dan una localización certera debido a la necesidad de mayor cantidad de datos ya que la forma de la señal de los eventos de magnitud menor a 2 es de poca energía, con un S-P mayor a 10 seg. En los 4 casos señalados la fase S está bien marcada mientras que la fase P es de menor amplitud.

Sismos del catalogo del SSN que entran en la fecha y rango de coordenadas del procesamiento:

(c)TAC	97	92212	5	15	16.18N	91.78W	4	4.3	0.0	4.2	0.0	0.0	4
(b)TAC	97	9221628470			16.12N	92.06W	3	4.8	4.4	5.0	5.0	0.0	5

Resultado de la localización por el programa HYPOCENTER para el segundo sismo de los dos del catálogo del SSN (a):

DATE	ORIGIN	LAT N	LONG W	DEPTH	MAG	NO GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ	
970922	1629	1.00	16-10.90	92-29.10	6.50	4.65	3	6121.2	0.12	10.8	2.7

Tabla 17. Comparación del registro de un evento con magnitud mayor a 4 registrado en las estaciones CHQ, PTR y en el Servicio Sismológico Nacional (SSN) el 22 de septiembre de 1997. Se grafican en la figura 24.

Sin embargo, se pueden hacer algunas observaciones sobre éstos eventos. En la figura 24 se aprecian dos alineamientos de los eventos localizados con dirección E/NE - W/SW que parten hacia el lado de Chiapas y uno de ellos, el de los eventos profundos, aparentemente concuerdan con la dirección de la continuación de un fallamiento lateral

proveniente de Guatemala. No podemos corroborar qué fallamiento es éste, pero su ubicación es similar al de la falla Transversal Póloché. Los eventos tienen una diferencia de tiempo en fases P y S de alrededor de 10 a 13 seg. (Tabla 13) con eventos predominantes de magnitud 2.0 - 2.5 en donde los errores horizontales alcanzan hasta 2.7 Km. como máximo. (Peralto y Montero, 1999) Estos sismos pueden sugerir la continuación de la actividad de estas fallas en territorio mexicano

También se observan eventos cercanos a cualquiera de las dos estaciones sísmicas, suponiendo que en los alrededores del volcán Tacaná existe actividad tectónica somera, de una profundidad menor a 10 Km., no del todo relacionada a alguna actividad del volcán y que pueden interpretarse como posibles fallamientos y/o fracturamientos del macizo granítico, la magnitud que alcanzan estos eventos no excede a $M_L = 2.5$, y predominan dos lineamientos de estos eventos localizados, que coinciden con la traza de una falla proveniente de Guatemala (Peralto y Montero, 1999)(figura 21 y 24)

No obstante, existen dos eventos que predominan muy cercanos al volcán y que se muestran en las figuras 18a y 19. Estos dos eventos tienen una magnitud menor a 1.5, errores residuales menores a 0.2 seg., errores horizontales y verticales menores a 1.5 km, por lo que indican ser bastante confiables y atribuibles a eventos del tipo VT siendo alta la frecuencia de la señal así como su diferencia de fases S-P menor a 1 seg. para la estación CHQ. Durante el periodo analizado de 13 días, dos eventos VT podrían indicar una actividad aún latente en el volcán Tacaná. A pesar de que tienen estos sismos un lapso de tiempo entre sí de 3 días, no se puede estimar estadísticamente el tiempo de recurrencia de estos eventos. Estas señales son muy similares a un evento editado en Kulhánek, O. (1990) para este volcán, que ocurrió el 30 de mayo de 1988 y registrado en una estación del lado Guatemalteco llamada Sibinal (SBN), no se menciona una ubicación exacta y solamente se infiere su localización a pocos Km. del volcán.

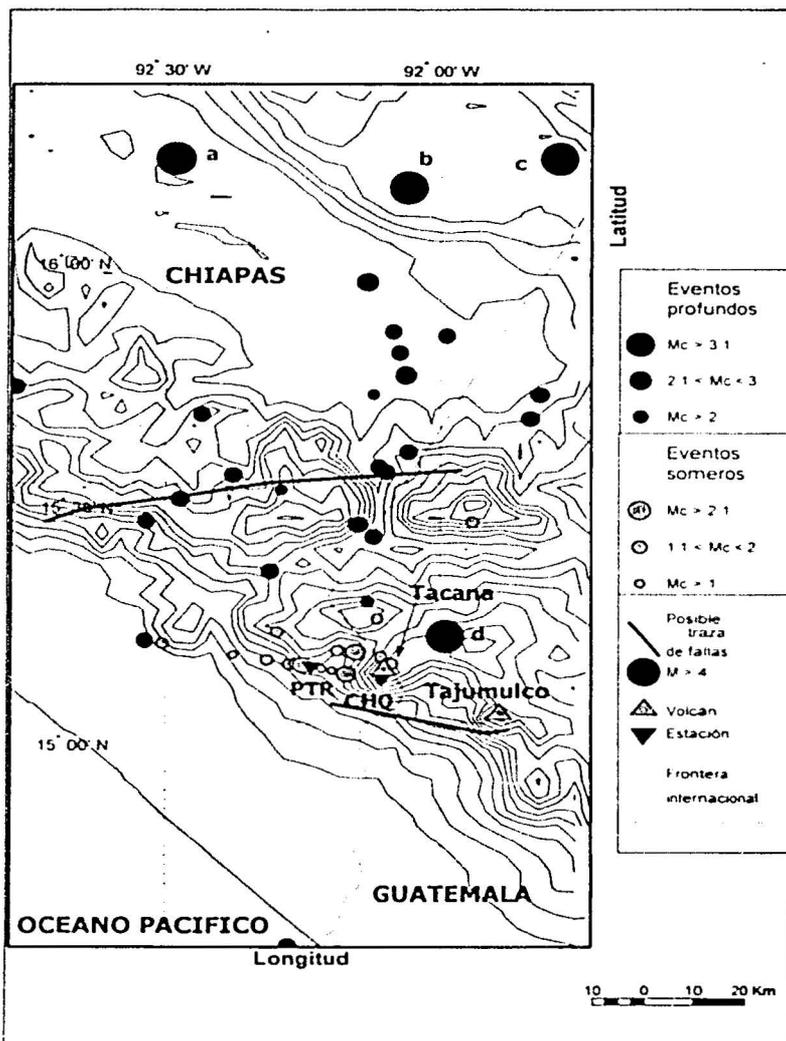


Figura 24. Eventos localizados y trazas tectónicas (fallamientos) que concuerdan con cierto alineamiento de estos eventos (Peralto y Montero, 1999). a) evento tectónico calculado con el modelo para el volcán Tacaná ($M_c=4.65$). b) y c) eventos del catálogo del SSN (Tabla 17). d) (SEAN Bulletin, Volcanic, Activity Report, 11:01, 1986) reporta la localización de los eventos registrados el 15 de diciembre de 1986 y el 3 de febrero de 1986 cercanos al poblado de Ixbiquián, Guatemala ($M=5$).

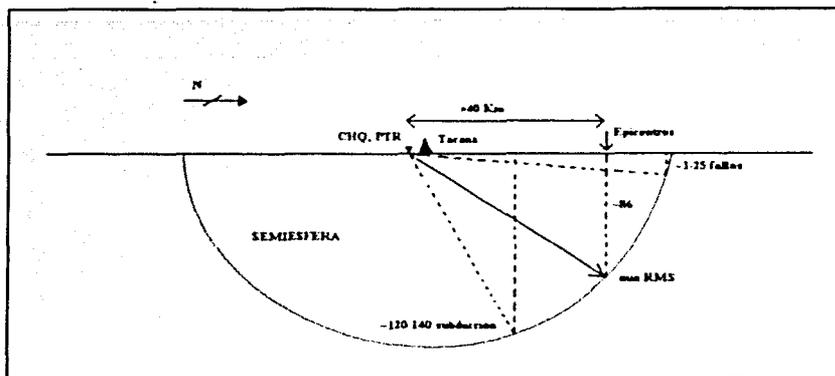


Figura 25. Localización de los epicentros que están al norte de volcán Tacaná

En la figura 24 se señala la ubicación de los eventos de Magnitud = 5 que acontecieron en diciembre de 1985 y febrero de 1986 (d), anteriores a la explosión freática del 8 de mayo del mismo año del Tacaná. Obsérvese que estos eventos se encuentran dentro de la región de los eventos analizados en este trabajo así también la ubicación del volcán Tajumulco más hacia el este, en Guatemala, que coinciden con la traza del fallamiento ilustrado en la región este del mapa (figura 24). Por tanto, hasta que se tengan mejores localizaciones de eventos sísmicos en esta región se propone que esta sismicidad posiblemente esté relacionada con las fallas transcurrentes activas reportadas en Guatemala por diversos autores que al entrar al estado de Chiapas se pierde sus trayectorias.

Es de preguntarse si los numerosos eventos sísmicos que existen en la región, como lo demuestra éste trabajo, pueden ser causantes de algún efecto en la Cadena Volcánica de Centroamérica, tal como aumento en la actividad de algún volcán o en su reactivación si es que éstos se encuentran en reposo. Cabe recordar que el comienzo de la crisis del Tacaná, en 1985/1986 inició precisamente con sismos al parecer tectónicos por el grado de magnitud alcanzado.

No se ha comprobado hasta el momento si existe tal relación de causa-efecto entre la sismicidad de la región y la actividad volcánica. Pero en tiempos históricos, para

Centroamérica existen fechas en donde un gran sismo es concomitante con una erupción volcánica, como es el caso del volcán San Salvador (Boquerón), Salvador y el sismo de 1658. Otro caso es el volcán Fuego en Guatemala que durante la erupción en 1717 ocurrió un sismo por fallamiento de considerables consecuencias, y el sismo de 1902 con la erupción del volcán Santa María en Guatemala, todos estos casos ambos en un corto lapso de tiempo. Sin embargo, constatando la alta sismicidad que existe en la región del volcán Tacaná, acarrearán otro tipo de peligros que no necesariamente impliquen actividad volcánica, como puede ser el colapso y/o desprendimientos del edificio volcánico. (Mercado y Rose, 1992).

IV.3 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se restringieron a niveles aceptables los residuales de error RMS, ERH y ERZ, y no se descarta el error que pueda influir la localización de eventos sísmicos, que es de 20-30%. Sin embargo, aún obteniendo datos aprovechables de la tercera estación llamada PLR (figura 15), no habría eliminado del todo algunos errores porque no cubren al volcán a su alrededor.

Existen, al menos para el periodo de tiempo analizado, eventos del tipo de alta frecuencia (HF), muy cercanos al volcán Tacaná, indicando un estado de actividad latente. Cabe resaltar que con este análisis no se puede determinar la existencia de alguna creciente o decreciente actividad, ó algún enjambre de este tipo de eventos, de igual forma durante un periodo que comprende desde la crisis de 1986 en este volcán hasta comienzo de la década de los años noventa, se instaló una estación en la región de Sibmal, Guatemala (SBG) y se reportaron algunos eventos volcanotectónicos y sismos con fases S-P menores a 2 seg. sin que nada haya sucedido en el volcán (Kulhánek, O., 1990, SEAN Bulletin 12-01, 12-03, 12-06, 12-07, 12-08, 13-02, Global Volcanism Program, 1987 y 1988)

Sin embargo, estos sismos muchas ocasiones son precursores de futuros eventos volcánicos, ya sea magmáticos ó freatomagmáticos, sin embargo, aunque tengan magnitudes bastante grandes y sean relacionados a un volcán determinado no obedecen

una regla de una próxima erupción. En algunos volcanes han ocurrido eventos con magnitudes mayores a 4, y sin embargo no se han presentado actividad eruptiva posterior como es el volcán Aso en Japón en 1975 con eventos máximos de $M = 6$, ó como el volcán Jan Mayen del Océano Atlántico norte en 1954 con un evento de magnitud 5.8 no presentó alguna erupción y más recientemente el caso de Long Valley en California, Estados Unidos en el año 1980 en donde después de un enjambre de sismos volcanotectónicos con magnitudes máximas de $M = 6.2$ no ocurrió ningún evento eruptivo (McNutt 1996), por tanto, se concluye que éstos eventos aislados no indican una erupción a corto plazo, pero sí indican de que en éste volcán no está extinguida su actividad.

En el volcán Tacaná no existe aún un mapa formal de los riesgos volcánicos. La mayoría de los mapas que se han hecho son de fotointerpretaciones y algunas exploraciones de campo con fines de delimitar depósitos, solamente en la parte de Chiapas. Es una difícil tarea la colaboración entre dos países para el reconocimiento geológico de un volcán como delimitador de frontera. Por tanto debe haber una coordinación de las respectivas autoridades de ambos países para la zonificación geológica completa de este volcán y desarrollar un mapa de riesgos del volcán Tacaná.

Actualmente no existe una red sísmica de registro constante en la región del volcán Tacaná. Es recomendable la instalación de una red sísmica mínima con cuatro estaciones de tres componentes, con un factor de azimut menor a 90° aun del lado Guatemalteco para obtener datos más precisos. Con ésta red se podrían desarrollar cálculos de localización de eventos tectónicos y o volcanotectónicos, mecanismos focales, relación de Gutenberg - Richter, liberación de energía, etc. para observar el comportamiento de la región y aplicarlo a riesgo directo de la población.

El monitoreo del volcán Tacaná no debe constar solamente de un monitoreo sísmico sino que debe apoyarse en otros tipos de monitoreo que se aplican en conjunto para determinar el estado del volcán. Estos elementos de apoyo son la deformación ó monitoreo geodésico, la continuación del monitoreo geoquímico, vigilancia visual, y de imagen térmica. En situaciones de creciente actividad se pueden incorporar programas de vigilancia sísmica especializada como el uso de RSAM (Real Seismic Amplitude

Measurement), curva de energía sísmica acumulada, SSAM (Seismic Spectral Amplitude Measurement), detección de flujos de lodos en las laderas del volcán, y para la deformación de respuesta rápida la instalación de EDM (Electronic Distancíometer) y su graficación inmediata. Por tanto, implica también el desarrollo de un centro de recepción ó control del monitoreo y con capacidad de respuesta y decisiones pertinentes para prevenir el riesgo en la población y viviendas alrededor del volcán Tacaná.

Se concluye que existe una gran actividad sísmica como lo demuestra un periodo tan corto como son 13 días para más de 250 sismos registrados, por tanto se reconoce otro peligro que es ajeno al volcán Tacaná, el riesgo sísmico. Se presenta comúnmente para Centroamérica una alta sismicidad de la dinámica tectónica en la región. El Estado de Chiapas, en la región sureste se encuentra propensa, de forma diferente a los estados del Pacífico hasta Jalisco, a más de una fuente tectónica tectonismo de subducción y por fallamiento de transurrencia, y por tanto, revisar las normas de construcción para edificaciones comerciales y de vivienda que existen en la región.

No se puede concluir que los eventos profundos localizados se relacionen al sistema de fallas transformantes sino hasta que se tenga mayor análisis de futuros registros sísmicos de la región. Es recomendable que el Estado de Chiapas tenga su propia red sísmica con instrumentación de banda ancha y tres componentes, que cubran la mayoría del territorio estatal y que puedan aportar más datos para una extensa información de los tipos de fuente que existen en la región no solamente las de origen volcánico sino también del tipo tectónico, local y regional. Esto para aplicarlo en evaluar el riesgo sísmico, además de posibles riesgos por desprendimiento de laderas, probables colapsos estructurales debido al alto grado de fracturamiento y/o fallamiento en la región sureste de Chiapas.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

Ambel W. B., Fairhead J. D., Stuart G. W., *Seismotectonics of Mount Cameroon Volcanic Region, West Africa*, Volcanic Seismology, Springer-Verlag, IAVCEI, pp. 45-61, Alemania, 1992.

Armienta M. Aurora., De la Cruz R. Servando, 1995, *Some hydro-geochemical fluctuations observed in México related to volcanic activity*, Applied Geochemistry, vol. 10, pp. 215-227.

Ateba Bekoa, Ntepe Nfomoa, 1997, *Post-eruptive seismic activity of mount Cameroon (Cameroon) Weste Africa: a estatistical analysis*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 79, pp. 25-45.

Banks, Norman G., Tilling, Robert L., Harlow, David H., Ewert, John W., *Vigilancia volcánica y pronósticos a corto plazo*, Los peligros volcánicos, apunte s para un curso breve sobre los peligros volcánicos, 2-3 de julio, 1993, Santa Fé, Nuevo México, E.U., editor Tilling R. L., WOVCO, pp. 51-82, 1993.

Blong R. J., *Volcanic hazards*, Ed. Academic, Australia, 1984, pp. 14-351.

Burkart Burke, Self S., 1985, *Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc*, Geology, vol. 13, pp. 22-26.

Burkart Burke, Deaton B., Dengo Carlos, Moreno Guillermo, 1987, *Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas: reaffirmation of large Neogene displacement*, Tectonics, vol. 6, pp. 411-422.

Consejo Mexicano del Cafe, *Estadísticas Básicas*, México Cafetalero, SAGAR, México, 1999.

Cordier J. Pierre, *Velocities in reflection seismology*, Seismology & Exploration Geophisics, D. Reidel Pub. Co., 1985, pp. 14-16.

Chouet A. Bernard, 1996, *Long-period volcanoseismicity: its source and use in eruption forecasting*, Nature, vol. 380, pp. 309-316

De la Cruz M. Venancio, Hernández Z. Roberto, 1986, *Geología del volcán Tacaná*, Geotermia, vol. 2, num 1, pp. 5-21.

De la Cruz R. Servando, Armienta M. Aurora, Zamora V., Juárez F., 1989, *Chemical changes in spring waters at Tacaná volcano, Chiapas, México; a possible precursor of the May 1986 seismic crisis and phreatic explosion*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol 38, num 3-4, pp. 345-353.

De la Cruz R. Servando, Ramos J. Esteban., *Volcanes*. 1ª reimpression, 3ª edición, CENAPRED, México, 1998, 56 p.

De la Cruz R. Servando, Contreras L., Espindola V. H., Gonzalez L., Gonzalez A., Jiménez Z., Ramos E., *The evolution of seismic activity in Tacaná volcano, Chiapas, México, Dec 1985-Jul 1986*, AGU 1986 fall meeting, EOS Transactions, American Geophysical Union Vol, 67, No. 44, November 4 1986, pp. 1276-1277

De la Cruz R. Servando, Ramos J. Esteban, Juárez M. Gerardo, *Manual operativo del mapa de escenarios de riesgo para el volcán Tacaná*, Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), México, 1992, pp. 11.

De la Rosa Z. Jose Luis, Eboh M. Aldemar, Dávila S. Moisés, *Geología del Estado de Chiapas*, Subdirección de construcción, Unidad de Estudios de Ingeniería Civil, Comisión Federal de Electricidad, Ed Harla., 1ª ed., pp 25-100, México, 1989.

Espindola Juan Manuel, 1989, A C-14 age determination in the Tacaná volcano (Chiapas, México), *Geofísica Internacional*, vol. 28-1, pp 121-128.

Espindola Juan Manuel, Macias José Luis, Sheridan Michael F., *El volcán Tacaná: un ejemplo de los problemas en la evaluación del riesgo volcánico*, Simposio Internacional Sobre Riesgos Naturales e Inducidos en los Grandes Centros Urbanos de América Latina, Instituto Italo-Latino Americano, UNAM, CENAPRED, 1993, pp 62-71.

GACETA UNAM, *El volcán Tacaná, uno de los más peligrosos de México*, Ciudad Universitaria, Mexico, 8 de febrero de 2001, núm. 3 430, pp. 14-15.

Geiger, I., *Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only*, Bulletin of St. Louis University, 8 (1), 56-71, 1912.

Gobierno del Estado de Chiapas, *Conozcamos nuestro volcán*, Triptico, Dirección de Monitoreo volcánico y sísmico, 1999.

Gómez A., De la Cruz S., *Establecimiento y observaciones de redes geodésicas en el volcán Tacaná para monitoreo de actividad volcánica*, 1993, inédito, Instituto de Geofísica. UNAM, México.

González Adolfo Alejandro Huidobro, *Análisis de la actividad sísmica relacionada con la erupción del volcán Popocatepetl, en diciembre de 1994*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 2000, pp. 80.

Guzmán-Speziale, M., 1989, *The Triple junction of the Nortamerica, Cocos and Caribbean plates: sismicity and tectonics*, Tectonics, vol 8, num. 5, pp 981-997.

Guzmán-Speziale, M., Meneses Rocha, J. J., 2000, *The North America- Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system - a fault jog in Southeastern Mexico*, Journal of South American Earth Sciences, Vol: 13, núm: 4-5, pp. 459-468.

Havskov-Jensen, Jens, De la Reyna Cruz, Servando, Krishna-Singh Shri, Medina Martínez Francisco, Gutiérrez Martínez Carlos, *Actividad sísmica relacionada con las erupciones del volcán Chichonal en marzo y abril de 1982, Chiapas*, El volcán Chichonal, ponencias presentadas en el Simposio sobre el volcán Chichonal durante la VI Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, Mexico, UNAM, pp. 36-48, 1983.

Ibáñez J., *Sismología volcánica*, Departamento de vulcanología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, España, 1995, 50 p.

Instituto Nacional de Geografía, Estadística e informática (INEGI), Atlas Agropecuario, Chiapas, *VII censo agropecuario*, México, 1991.

Instituto Nacional de Geografía, Estadística e Informática, (INEGI), Resultados Definitivos y tabulados básicos, Chiapas, tomo II, Censo 2000, 2001, pp. 595-866.

Kulháněk Ota, *Anatomy of seismograms*, Developments in solid earth Geophysics, Ed. Elsevier, 2ª reimpresión, Holanda, 1997, pp 95-99.

Lermo J., Cuenca J., Monfret F. y otros, 1993, *Algunas características espectrales de la sismicidad asociada a la actividad del volcán de Colima*, Geofísica Internacional, vol. 32, núm. 4, pp. 683-697

- Lienert R. Barry, Lienert E. Berg, Frazer N., 1986, *Hypocenter: an earthquake location method using centered, scaled, adaptively damped least squares*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 76, núm 3, pp 771-783.
- Lienert R. Barry, Havskou Jens, 1995, *A computer program for locating earthquakes both locally and globally*, Seismological Research Letters, vol. 66, núm 5, pp 26-36.
- Macías J. L., Espindola J. M., Garcia-Palomo A., Scott K.M., Hughes S., Mora J. C., 2000, *Late Holocene Peléan-style eruption at Tacaná volcano, México and Guatemala: Past, present, and future hazards*, Geological Society of America Bulletin, vol 112, núm. 8, pp. 124-1249.
- Martini M., Capaccioni B., Giannini L., 1987, *Ripresa dell'attività sismica e fumarolica al vulcano di Tacaná (Chiapas, México) dopo un quarantennio di quiescenza*, Bollettino del Gruppo Nazionale per la Vulcanologia, pp.467-470.
- McNutt S. R., *Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the State-of-the-Art and case histories*, Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards, Scarpa R., Tilling R. I (editores), Ed. Springer, Alemania, 1996, pp 99-146.
- Medina Heredia Arturo, 1986, *Geoquímica de aguas y gases del volcán Tacaná, Chiapas*, Geotermia, vol. 2, núm 2, pp 95-110
- Mena, M., De la Cruz-Reyna, S., Canon C., *Monitoring an risk evaluation of the 1985-1986 activity of Tacana volcano, chiapas, Mexico*, AGU 1986 fall meeting, EOS Transactions, American Geophysical Union Vol, 67, No. 44, November 4 1986, pp. 1276 - 1277
- Mercado Reinaldo, Rose William L., *Reconocimiento geológico y evaluación preliminar de peligrosidad del volcán Tacaná, Guatemala/México*, 1992, Geofísica Internacional, vol. 31, núm. 3, pp. 205-237.
- Minakami, *Physical volcanology*, Ed. I. Civetta, y P. Gasparini., pp. 10-40, Holanda, 1974.
- Minakami et al., *The study of eruptions and earthquakes originating from volcanoes (part III); relation between depth of volcanic earthquakes and subsequent volcanic phenomena*, Bullentin of volcanological society of Japan, 4, num 3, pp-133-151, 1960.

Peralto H. Giovanni, Montero P. Walter, *Sismología Histórica de América Central*, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, núm. 513, México, 1999, pp. 13-20, 306-307.

Ramos H. Silvia., *Avances y retos en el monitoreo del volcán Tacaná, Chiapas, México*, Universidad de Colima, 7ª Reunión Internacional Volcán de Colima, México, 2000, pp. 48.

Ramos H. Silvia., *Importancia de los suelos volcánicos en la actividad agrícola de la región del volcán Tacaná, Chiapas, México*, Instituto de Geofísica, CENAPRED, Simposio Internacional Volcán Popocatepetl: Resúmenes, México, 1999, pp. 36.

Sapper, C., *Sobre la geografía física y la geología de la península de Yucatán*, Boletín del Instituto geológico de México, vol 3, 57 pp., 1896.

Sapper, C., *Ueber die raumliche Anordnung der mittelamerikanischen Vulkane*, Zeitschr. Deut. Geol., Berlin, pp. 672-682, 1897.

Sapper, C., *Katalog der geschichtlichen Vulkanerausbrüche*, Schriften der Wissenschaftlichen Gesellschaft in Strassburg. 27. Heft, 1917.

Sapper, C., *Vulkankunde*, J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, pp. 80, 1927.

Scott W. E., *Los peligros volcánicos*, Los peligros volcánicos, apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos, 2-3 de julio, 1993, Santa Fé, Nuevo México, E.U., editor Tilling R. I., WOVO, pp. 9-24, 1993.

SEAN Bulletin 11.01, 11.02, 11.04, 11.05, 11.06, 11.09, 12.01, 12.03, 12.06, 12.07, 12.08, 13.02, Global Volcanism Program, Volcanoes of the World, Tacaná, Volcanic Activity Report, Smithsonian National Museumog Natural History, 1986, 1987 y 1988.

Silva Mora, Luis, *La erupción del volcán Chichonal, Chiapas, una particularidad del volcanismo de México*, El volcán Chichonal, ponencias presentadas en el Simposio sobre el volcán Chichonal durante la VI Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, México, UNAM, pp. 23-35, 1983.

Tilling Robert I., *Introducción y marco general*, Los peligros volcánicos, apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos, 2-3 de julio, 1993, Santa Fé, Nuevo México, E.U., editor Tilling R. I., WOVO, pp. 1-8, 1993.

Unidad Estatal de Protección Civil, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. *Informe de actividades referentes a la instalación y puesta en marcha de estaciones de sismotelemetría en el volcán Tacaná*, nota informativa, 28 de julio de 1997.

Valdés C., Gonzáles G., Arciniega A., Guzmán M., Nava E., Gutiérrez C., Santoyo M., *Sismicidad del volcán Popocatepetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995*, Volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, SINAPROC, CENAPRED, UNAM, Ed especial, Secretaría de Gobernación, 1995, pp. 129-138.

Yokoyama I., 1988, *Seismic energy releases from volcanoes*, Bulletin of Volcanology, vol 50, pp 1-13.

PÁGINAS DE INTERNET ACERCA DEL TEMA

<http://chis.inegi.gob.mx/territorio/espanol/fisiografia2.htm>

<http://www.cenapred.unam.mx/mvolcan.html>

<http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/tacana>

<http://www.volcano.si.edu/gvp/world/volcano.cfm?vnum=1401-13>

<http://www.sagar.gob.mx/Cmc/caf01sp.htm>

APÉNDICE

APÉNDICE A

TEORÍA GENERAL DE ALGORITMOS DE LOCALIZACIÓN

En el desarrollo de modelos de inversión para localización de eventos sísmicos en cualquier algoritmo se ha adoptado de un método (Geiger, 1910) cuyo modelo más básico consta de un conjunto de estratos unidimensionales con una velocidad en cada capa que es mayor conforme son más profundas las capas. El algoritmo HYPOCENTER utiliza el modelo de velocidades en capas planas. Resulta difícil adoptar un modelo así para un edificio volcánico, no obstante, se debe tomar en cuenta que una estructura volcánica se ha ido construyendo en forma de capas apiladas de lavas y materiales proclásticos y por tanto, un modelo de este tipo esencialmente se comportará como una sola capa, ya que los rayos sísmicos con longitudes de onda de 0.35 a 3 Km. no serán afectados por capas de espesores menores que estas dimensiones (Valdés, et. al., 1995). En este algoritmo los parámetros controlados son la localización geográfica y elevación de las estaciones de la red sísmica, un modelo cortical de velocidades y al menos 4 tiempos de arribo (Ibáñez, 1995).

Para la localización de un evento (x, y, z) y su tiempo de origen t_0 , se calcula los tiempos de arribo llamados $T_i(x, y, z)$ para la i -ésima estación de una red, y también las derivadas parciales $\partial T_i / \partial x$, $\partial T_i / \partial y$ y $\partial T_i / \partial z$. Se calcula un diferencial, Δt_i , entre el tiempo pronosticado definido como $(T_i(x, y, z) - t_0)$ y el tiempo de arribo observado, t_i , de un evento sísmico es:

$$\Delta t_i = t_i - T_i(x, y, z) - t_0 \quad (1)$$

en donde Δt_i se le denomina residual de la i -ésima estación.

El proceso de localización clásica consiste en hacer mínimo este residual en cada estación de una red sísmica.

Para obtener valor mínimo Δt_i , se procede a calcular un conjunto de residuales pesados llamados τ_i^2 , mediante una aproximación en series de Taylor de primer orden en $T_i(x, y, z)$:

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^n \tau_i^2 &= \sum_{i=1}^n \omega_i (t_i - T_i(x, y, z) - t_0 - \Delta t_i - \Delta x \frac{\partial T_i}{\partial x} - \Delta y \frac{\partial T_i}{\partial y} - \Delta z \frac{\partial T_i}{\partial z}) \\ \sum_{i=1}^n \tau_i^2 &= \sum_{i=1}^n \omega_i (\Delta t_i - \Delta t_0 - \Delta x \frac{\partial T_i}{\partial x} - \Delta y \frac{\partial T_i}{\partial y} - \Delta z \frac{\partial T_i}{\partial z}) \end{aligned} \quad (2)$$

donde ω_i es el factor pesado normalizado tal que $\sum_{i=1}^n \omega_i = 1$.

$$\text{haciendo: } \sum_{i=1}^n \delta t_i = \sum_{i=1}^n (\Delta t_i - \Delta t_0 - \Delta x \frac{\partial T_i}{\partial x} - \Delta y \frac{\partial T_i}{\partial y} - \Delta z \frac{\partial T_i}{\partial z}) \quad (3)$$

sustituyendo la expresión (3) en (2) se tiene:

$$\sum_{i=1}^n \tau^2_i = \sum_{i=1}^n \omega_i \delta t_i \quad (4)$$

como mínima expresión de la suma de residuales pesados. Desglosando la expresión (2):

$$\sum_{i=1}^n \tau^2_i = \sum_{i=1}^n \omega_i \Delta t_i - \sum_{i=1}^n \omega_i \Delta t_0 - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^3 \omega_i \frac{\partial T_i}{\partial x_j} \Delta x_j \quad (5)$$

$$\text{donde: } \Delta x_j = (\Delta x, \Delta y, \Delta z)$$

$$\frac{\partial T_i}{\partial x_j} = \left(\frac{\partial T_i}{\partial x}, \frac{\partial T_i}{\partial y}, \frac{\partial T_i}{\partial z} \right)$$

de la expresión (5) se adopta la notación en matrices:

$$\tau = [\tau^2_1, \tau^2_2, \dots, \tau^2_n]^T \quad (6)$$

$$\Delta t = \sum_{i=1}^n \omega_i \Delta t_i = [\omega_1 \Delta t_1, \omega_2 \Delta t_2, \dots, \omega_n \Delta t_n]^T \quad (7)$$

$$dX_4 = [\Delta t_0, \Delta x, \Delta y, \Delta z] \quad (8)$$

$$T = \sum_{i=1}^n \omega_i \frac{\partial T_i}{\partial x_j} = \begin{matrix} \omega_1 & \omega_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} & \omega_1 \frac{\partial T_1}{\partial y} & \omega_1 \frac{\partial T_1}{\partial z} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \omega_n & \omega_n \frac{\partial T_n}{\partial x} & \omega_n \frac{\partial T_n}{\partial y} & \omega_n \frac{\partial T_n}{\partial z} \end{matrix}$$

Por tanto, la expresión (2) puede ser escrita como:

$$\tau = \Delta t - T dX_4 \quad (9)$$

Haciendo mínimo a τ tal que en todas las estaciones la $\sum_{i=1}^n \tau^2_i = 0$ y aplicando la inversión en mínimos cuadrados a la expresión (9) se obtiene:

$$dX_4 = (T^T T)^{-1} T^T \Delta t \quad (10)$$

se aplica una primera suposición de hipocentros aplicando la ecuación (10) por iteraciones para obtener una solución al problema. Esta ecuación es la base de todas las soluciones lineales de mínimos cuadrados al problema de localización de eventos.

APÉNDICE B

III.10 ALGORITMO HYPOCENTER

En el algoritmo de inversión HYPOCENTER existen 3 procedimientos de rutina para calcular el residual Δt , mínimo:

Centrado. Se reemplaza el tiempo de origen corregido, $t_0 + \Delta t_0$, con los medios pesados de cada término del lado derecho de la ecuación (2), aplicando en vez de la matriz T como T_C .

Escalamiento. Se escala las columnas de T ó T_C para completar una norma unitaria para obtener número de condiciones (razón entre máximo y mínimo eigenvalores):

$$T_{CS} = T_C S$$

donde:
$$S = \text{diag} \left[\sum_i T_{ci}^2, \sum_i T_{ci}^2, \sum_i T_{ci}^2 \right]$$

Mínimos cuadrados atenuados. Una constante positiva θ^2 , es añadida a cada una de los elementos de la diagonal de la matriz $T_{CS}^T T_{CS}$ antes del proceso de inversión.

Por tanto, la solución de localización en HYPOCENTER es:

$$dX_4 = (T_{CS}^T T_{CS} + \theta^2 I)^{-1} T_{CS}^T \Delta t \quad (11)$$

donde I es la matriz identidad. Sin embargo, el valor del término de atenuación, θ^2 , ha sido sujeto a varias aproximaciones. Este valor ha sido calculado de manera empírica pero tomando en cuenta que el calculo de éste valor debe ser apropiado para su aplicación en problemas de localización de sismos y por tanto la minimización del término:

$$\text{RMS} = \sqrt{\sum_{i=1}^N \tau_i^2} / N \quad (12)$$

En el proceso de éste algoritmo, si éste RMS se incrementa en alguna iteración, se regresa a la solución previa, incrementando θ^2 y se intenta de nuevo el cálculo, denominando a éste procedimiento "atenuación atenuada ó amortiguada". En el proceso de iteración se comienza con un valor inicial del término de atenuación, $\theta^2 = 0.005$. Si se incrementa $\sum \tau_i^2$, θ^2 decrece por un factor de 4. En caso contrario, cuando $\sum \tau_i^2$ decrece, θ^2 decrece por un factor de 0.6. Estos valores fueron determinados de forma empírica.

Para mayor información se recomienda consultar los procedimientos usados en la elaboración de éstos resultados en Lienert, et. al. (1986) y Lienert y Havsecou(1995). En la

figura 1 se observa el diagrama de flujo del algoritmo HYPOCENTER y en la Tabla 1 se compara sus rasgos técnicos aquí mencionados con los de otros algoritmos de localización.

Aunque existe una versión mejor desarrollada de este algoritmo, ya que entre otros procedimientos usa datos de azimut, maneja cálculos a fases específicas del sismo (P_n , P_f , etc.) y no se limita a pequeñas redes sísmicas con distancias mayores de 500 Km (Lienert y Havscou, 1995), se usó la versión original del algoritmo debido a la disponibilidad física de éste en software instalado en ambiente UNIX ya que no se usarían las fases P_n y P_f por estar relativamente cerca los sismos.

ALGORITMO	HYPO71	HYPOINVERSE	HYPOCENTER
Centrado y escalamiento	Si	No	Si
Atenuación	Longitud del procedimiento, relación de F debe ser ≥ 2 para variación de parámetros	Longitud del procedimiento, eigenvectores con eigenvalores < 0.016 no usados.	Mínimos cuadrados atenuados con graduada atenuación.
Matriz de inversión	Doolittle abreviado	Algoritmo Q-R	Método de Jacobi
Variación de profundidad	Profundidad fijada si $ \Delta x^2 + \Delta y^2 > 10$ Km	Profundidad móvil cuando $ \Delta x^2 + \Delta y^2 < 7$ Km	Profundidad móvil cuando se lleva a cabo la convergencia.
Profundidades negativas ($z + \Delta z < 0$)	Fijado a $0.5(z + \Delta z)$	Fijado a $0.5z$	Regreso a solución previa e incremento del factor de atenuación
Peso del residual	Peso Jeffry's si rms > 0.1 seg	Disminución en cosenos para $5 \text{ rms} > \Delta z > 3 \text{ rms}$	Peso bicuadrado opcional (no usado en Lienert, et al (1986))
Peso por distancia	No	Si	No
Incremento de rms	No accionada	Hipocentro retrocedido al valor previo	Regreso al hipocentro previo e incremento de la atenuación

Tabla 1. Comparación de algunos rasgos de los algoritmos HYPO71, HYPOINVERSE y HYPOCENTER.

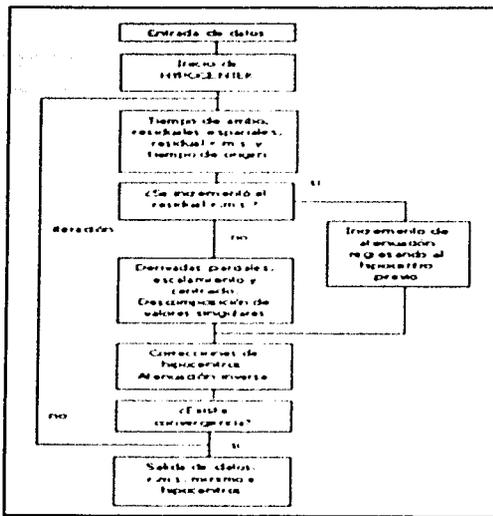


Figura 1. Diagrama de flujo del algoritmo HYPOCENTER.

APENDICE C

Se enlistan los parámetros de control del programa, RESET TEST, utilizado en el algoritmo HYPOCENTER en las estaciones de trabajo SUN del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) para la evaluación rutinaria de la sismicidad del volcán Popocatepetl. Cualquier otro valor de TEST no descrito a continuación no es usado por el algoritmo HYPOCENTER. Los valores de los siguientes parámetros son dados como inicio para correr éste algoritmo.

TEST(2). Longitud de paso del control de atenuación. Para permitir esto, se utiliza un valor mínimo. El factor de atenuación, XK , es incrementado si el cambio de parámetro es mayor que el TEST(2) dado en Km.

$$TEST(2) = 500.0$$

TEST(7) al TEST(9). Coeficientes de duración de magnitud (FMAG). La magnitud de la amplitud (XMAG) no es manejada por HYPOCENTER.

$$TEST(7) = -0.87$$

TEST(8)=2.00

TEST(9)=0.0035

TEST(11). Número máximo de iteraciones.

TEST(11)=30.0

TEST(13). Incremento, en Km., cuyos valores auxiliares de RMS son calculados.

TEST(13)=10.0

TEST(30). Valor inicial del factor de atenuación, XK.

TEST(30)=0.005

TEST(31). Máximo grado de libertad: conjunto para 2 soluciones de profundidad fija.

TEST(31)=3.0

TEST(32). Magnitud de cambios de parámetro (en Km.) bajo la cual la convergencia es supuesta. Incremento por un factor inicial de 10.

TEST(32)=0.05

TEST(34). Residual mínimo (en seg.) para residuales normalizados en raíces pesadas.

TEST(34)=0.1

TEST(35). Valor de C para raíces pesadas.

TEST(35)=4.685

TEST(36). Valor de RMS bajo el cual la raíz residual pesada es aplicada a los residuales.

TEST(36)=0.0

TEST(37). Número máximo de incrementos en XK antes de fijar la profundidad.

TEST(37)=15.

TEST(38). Si TEST(38) = 0.0 para errores de mínimos cuadrados. Si TEST(38) ≠ 0.0, mínimos cuadrados atenuados con valor de error XKE.

TEST(38)=1.0

TEST(39). Factor del cual la atenuación, XK, es aumentada para un incremento de RMS.

TEST(39)=4.0

TEST(40). Parámetro de cambio de magnitud (en Km.) del cual el valor XK es salvado como XKE para calcular errores. En algunos casos, el valor final XK es muy largo, dando bajos errores no reales con muy pequeños cambios de parámetros.

TEST(40)=1.

TEST(41). Distancia máxima desde la estación mas cercana cuya solución hipocentral será generada.

$$\text{TEST}(41)=100.$$

TEST(42). Correcciones de las elevaciones de las estaciones. Se ha encontrado de manera práctica incluir éstas elevaciones en los calculos; aún para estaciones en diferencias de mínima elevación, las soluciones se estabilizan drásticamente en la cercanía a la profundidad cero. Todas las profundidades de los hipocentros en éste programa están referenciados a la elevación cero, la cual es el tope del modelo de velocidad. Los tiempos de arriba son calculados añadiendo o sustrayendo un apropiado grosor del modelo inicial de velocidades. Si $\text{TEST}(42) = 0$, la velocidad en la capa añadida extra para el tope del modelo es el mismo que en la capa 1. Si $\text{TEST}(42) \neq 0$, se cambia la velocidad en la corrección en la elevación de las capas y las elevaciones (y profundidades hipocentrales) será referenciado a la estación mas alta.

$$\text{TEST}(42)=1.0$$

APÉNDICE D

Eventos eruptivos recientes más importantes de los últimos 20 años ocurridos en México y sus efectos en la medida de la disponibilidad de la información (De la Cruz_Reyna y Ramos, 1998; SEAN Bulletin, Global Volcanism Program, Volcanic Activity Report, Smithsonian National Museum of Natural History, 1980-2000).

Volcán Pico de Orizaba	Localización: 19 03 °N, 97 27 °W(Puebla-Veracruz)
Tipo: estratovolcán andesítico	Altura: 5 700 m
Fecha	Tipo de actividad, efectos y daños.
Noviembre 1992	Registro de un evento tipo A (Minakami, 1974) en una pequeña campaña de monitoreo sísmico
Abril 1994	Registro de eventos tipo B (Minakami, 1974) en una pequeña campaña de monitoreo sísmico
Junio-julio 2001	Localización de tres eventos volcanotectónicos en el flanco oeste del volcán

Volcán de Colima	Localización: 19.51 °N, 103.62 °W(Jalisco-Colima)
Tipo: estratovolcán andesítico.	Altura: 3 820 m.
Fecha	Tipo de actividad, efectos y daños.
Septiembre/1981	Nuevo domo de lava en la cima del cráter.
Febrero/1983	Terminación de la extrucción del domo pero continua la emisión de la pluma
Noviembre/1985	Aparición de fisuras, medición de fumarolas con 800 °C, comienza cierta sismicidad
Marzo/1986	Incandescencia de color rojo se ve en el volcán e incremento de la actividad fumarólica
Marzo/1987	Se incrementa la actividad fumarólica, se detectan sismos tipo A (Mmakamu, 1974)
Julio/1987	Avalanchas de grandes dimensiones bajan del domo de lava del cráter; pequeños eventos tipo A
Septiembre/1988	Reportan una explosión tréatica para el 2 de julio de 1987 acompañada de avalanchas desde la cima
Diciembre/1988	Eyeccion de balísticos, reportes de pequeñas plumas de cenizas junto con fumarolas
14/02/1991	La Red Sísmica de Colima detecta una considerable actividad sísmica sin precedente en el volcán. Se alerta a los Sistemas de Protección Civil de Colima, Jalisco y Nacional
01/03/1991	Se inicia la extrucción de un lóbulo andesítico de corteza escoriácea, generando numerosas avalanchas de tipo merapiano, sobre los flancos sur y suroeste del volcán. Se toman medidas preventivas con simulacros de evacuación
16-17/04/1991	Generación de flujos piroclásticos de baja energía y alcance limitado no reportándose daños
21/07/1995	Incremento de la actividad sísmica con la culminación de una explosión en este día por la media noche donde no se reportaron daños
Octubre/1998	Crecimiento del nuevo domo
Noviembre/1998	El domo de lava comienza a desbordarse del cráter.
1999	El flujo de lava comienza a descender generando flujos piroclásticos y de bloques y cenizas hasta diciembre del año en curso
Febrero/2001	Ocurren explosiones el 10 de febrero, 10 de mayo, y 17 de julio generando plumas de más de 9 Km. de altura
Mayo/2001	Fuerte explosión el día 22
Noviembre/2001	Comienzo del crecimiento un nuevo domo en el cráter del volcán.
Febrero/2002	Confirmación del desarrollo de un domo y una espina en el cráter del volcán
Mayo/2002	Comienzo del desbordamiento del domo por los sectores sur, suroeste y oeste
Junio-presente/2002	Incremento de la deformación y aparición de temblor armónico. Desalojo temporal de las comunidades como La Yerbabuena y Juan Barragán. Niveles de deformación bajos, persistencia de temblor de baja amplitud y derrumbes en el flujo de lava. Posibilidad de un evento eruptivo del tamaño comprendido entre los eventos de 1999 y 1913.

Volcán Evermann	Localización: 18.78 °N, 110.81 °W (Colima)
Tipo: cono cónico	Altura: 381 m
Fecha	Tipo de actividad, efectos y daños.
1/febrero/1993	Leve actividad eruptiva por una ventanilla submarina en el flanco oeste del volcán, a una profundidad de 300 m. No hubo daños en la isla.
Marzo 1996	Incremento ligero de la temperatura en la parte alta del volcán.

Volcán El Chichón	Localización: 17.36 °N, 93.23 °W (Chiapas)
Tipo: complejo dómico andesítico.	Altura: 1 070 m
Fecha	Tipo de actividad, efectos y daños.
28/marzo/1982	Gran erupción plimiana con duración de 5 a 6 horas y altura de unos 17 Km con emisión de lluvia de ceniza y flujos piroclásticos. 20 víctimas por desplome de techos.
3-4/abril/1982	Dos grandes erupciones plimianas con una columna troposférica con duración de 2-5 horas. 8 poblaciones totalmente destruidas, cerca de 2 000 víctimas, 20 000 damnificados, pérdidas económicas en un radio de 50 Km del volcán.
Noviembre/1986	Sismo de magnitud 3 cerca del volcán.
Septiembre/2000	La concentración de solutos en el lago del cráter se elevan desde diciembre de 1999.
Octubre/2001	Se ha reportado la disminución del nivel del agua del lago interior del cráter, así como su elevada temperatura.

Volcán Popocatepetl	Localización: 19.02 °N, 98.62 °W (México-Puebla-Morelos)
Tipo: estratovolcán traquítico-dacítico	Altura: 5 452 m
Fecha	Tipo de actividad, efectos y daños.
Enero/1986	Incremento de la actividad fumarólica en el cráter.
Agosto/1990	Mayor cantidad de sismos tectónicos cercanos al volcán y pequeños eventos tipo B (Minakami, 1974) detectados.
1993	Incremento de la actividad fumarólica a pesar de resultar la actividad sísmica baja, la temperatura del lago interior del cráter comienza a incrementarse.
1994	Incremento de sismicidad y cantidad de SO ₂ en la segunda mitad del año.
21/12/1994	Cuatro explosiones seguidas por emisión de ceniza no juvenil y gran cantidad de gases volcánicos. Se evacúan 20 000 personas en el Estado de Puebla.
25/marzo/1996	Implazamiento de un domo dentro del cráter.
30/abril/1996	Explosión de cierta extensión con emisión de material juvenil del cráter matando a 5 personas.
29/diciembre/1996	Explosión con emisión de balísticos.
30/junio/1997	Explosión con emisión de una pluma de cenizas con extensión de 65 KM de distancia y generación de dos pequeños flujos de lodo.
1/enero/1998	Explosión con onda de choque de extensión de 15 Km del cráter. Se formó un pequeño cráter del domo emitido. Serie de explosiones a lo

Diciembre/2000	largo del año. Emisión de un nuevo domo acompañado por alta sismicidad de tremor armónico que terminó en una erupción continua del tipo estromboliano. Evacuación de los poblados aledaños.
22/enero/2001	Erupción vulcaniana de corta duración con emisión de flujos piroelásticos con una distancia de 5 Km
Julio-agosto/2001	Extrusión de un nuevo domo con episodios de enjambres de eventos LP (Long period) y tremor armónico
Febrero/2002	Durante octubre de 2001 hasta febrero de 2002 se presentaron pequeñas a moderadas erupciones de gas, vapor y menores cantidades de ceniza con algunas columnas que alcanzaron los 6 Km por encima del cráter.
Abril/2002	Explosión moderada el 29 de abril
Junio/2002	Explosión moderada el día 17 con una columna de 2 Km por encima del cráter
Agosto-presente/2002	Se han observado diversos eventos volcanotectónicos, tremor armónico y enjambres de eventos LP sin que se presente algún evento explosivo.

Volcán Parícutin	Localización: 19.49 °N, 102.25 °W (Michoacán)
Tipo: cono emerítico	Altura: 2 800 m
Fecha	Tipo de actividad, efectos y daños.
Abril/83	Algunas fumarolas emiten gases ácidos
Noviembre/1985	Incremento de temperatura en la fumarola del flanco SW del volcán y que declina un año después