

Peligros geológicos más frecuentes en el estado de Veracruz



Sergio R. Rodríguez Elizarrarás
(coordinador)

Biblioteca
Universidad Veracruzana

Esta obra se encuentra disponible en Acceso Abierto para copiarse, distribuirse y transmitirse con propósitos no comerciales. Todas las formas de reproducción, adaptación y/o traducción por medios mecánicos o electrónicos deberán indicar como fuente de origen a la obra y su(s) autor(es).

Se debe obtener autorización de la Universidad Veracruzana para cualquier uso comercial.

La persona o institución que distorsione, mutile o modifique el contenido de la obra será responsable por las acciones legales que genere e indemnizará a la Universidad Veracruzana por cualquier obligación que surja conforme a la legislación aplicable.

Biblioteca

PELIGROS GEOLÓGICOS MÁS FRECUENTES
EN EL ESTADO DE VERACRUZ

UNIVERSIDAD VERACRUZANA

Raúl Arias Lovillo

Rector

Porfirio Carrillo Castilla

Secretario Académico

Víctor Aguilar Pizarro

Secretario de Administración y Finanzas

Agustín del Moral Tejeda

Director General Editorial

Sergio R. Rodríguez Elizarrarás (coordinador)
Ignacio Mora González
José Luis Murrieta Hernández
Wendy Vanesa Morales Barrera

**PELIGROS GEOLÓGICOS MÁS
FRECUENTES EN EL ESTADO DE
VERACRUZ**



Universidad Veracruzana
Dirección General Editorial

Biblioteca
Universidad Veracruzana
Xalapa, Ver., México
2011

Diseño de portada: Queta

Clasificación LC: QE600.3.MX P44 2011

Clasif. Dewey: 363.34950972

Título: Peligros geológicos más frecuentes en el Estado de Veracruz /
Sergio R. Rodríguez Elizarrarás, José Luis Murrieta Hernández,
Ignacio Mora González, Wendy Vanesa Morales Barrera.

Edición: 1a ed.

Pie de imprenta: Xalapa, Veracruz, México : Universidad Veracruzana, 2011.

Descripción física: 85, [48] p. : il., fotos., mapas ; 21 cm.

Serie: (Biblioteca)

Nota: Bibliografía: p. 77-85

ISBN: 9786075020648

Materia: Subsidiencias (Geología)--México--Veracruz-Llave (Estado).

Geología-- México--Veracruz-Llave (Estado).

Ambiente geográfico peligroso--Evaluación de riesgos--México--
Veracruz-Llave (Estado).

Autores secundarios: Rodríguez Elizarrarás, Sergio R.

Murrieta Hernández, José Luis.

Mora González, Ignacio.

Morales Barrera, Wendy Vanesa.

DGBUV 2011/12

Primera edición, 25 de febrero de 2011

© Universidad Veracruzana

Dirección General Editorial

Hidalgo 9, Centro

Apartado postal 97, CP 91000

diredit@uv.mx

Tel/fax: (228) 818 59 80; 818 13 88

Xalapa, Veracruz, México

ISBN: 978-607-502-064-8

Impreso en México

Printed in Mexico

AGRADECIMIENTOS

Muchas son las personas e instituciones que de una forma u otra intervinieron para que este libro llegara a su versión final. En primer lugar nuestro agradecimiento a los habitantes y autoridades de los ayuntamientos visitados, cuyos integrantes en su momento nos proporcionaron todas las facilidades para la realización de nuestro trabajo en el campo, aspecto básico para la obtención de datos fidedignos.

A lo largo del amplio periodo que abarcan los eventos geológicos aquí descritos, fueron varias las autoridades e integrantes de la Secretaría de Protección Civil del Gobierno del Estado de Veracruz las que nos brindaron su apoyo. No es posible enlistar a todos; sin embargo, es necesario mencionar a Ricardo Maza Limón, Rubén Darío Mendiola Solano, Luis Sardiña Salgado, Erasto Rivera Vega, Ranulfo Márquez Hernández, Samuel Ferrer Palacios y Óscar Reyes Juárez. En los trabajos de campo, reconocemos la experiencia y apoyo decisivo de Víctor Hugo Leal Domínguez, Antonio Hernández Gerson y Rubén Colorado Salazar. En apoyo cartográfico y logístico a José Arturo Romero Montero.

Aunque es coautor y participe en muchas de las actividades realizadas para la presentación de los datos aquí expresados, el resto de los autores deseamos expresar un reconocimiento especial a Ignacio Mora González, por su tenacidad, determinación y entrega, que se han visto reflejadas en lo que actualmente es el Centro de Ciencias de la Tierra de la Universidad

Veracruzana, pieza clave para el estudio futuro de la compleja geología del estado de Veracruz.

Noé González Flores elaboró los mapas de localización.

Los apoyos brindados por los institutos de Geología y Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México fueron de gran importancia. Agradecemos a Fernando Ortega Gutiérrez, Dante Morán Zenteno, Gustavo Tolson Jones, Jaime Urrutia Fucugauchi y José Francisco Valdés Galicia.

Finalmente, pero no menos importante, ha sido el apoyo brindado a lo largo de todos estos años por los compañeros del CCTUV. Nuestra gratitud para Amalia Alonso Partida, Francisco Córdoba Montiel y Jorge Alcázar Blanco.

S. Rodríguez agradece el apoyo de los proyectos CONACYT (42644) y PAPIIT (110807-2).

INTRODUCCIÓN

Este libro es una recopilación de algunos de los eventos geológicos superficiales más representativos ocurridos en el estado de Veracruz entre los años de 1993 y 2005. Las evaluaciones y los dictámenes de los casos presentados fueron realizados por investigadores del Centro de Ciencias de la Tierra de la Universidad Veracruzana y del Instituto de Geología de la UNAM, a petición de las comunidades afectadas, con la intermediación de la entonces Dirección de Protección Civil, actualmente Secretaría de Protección Civil del Gobierno del Estado de Veracruz.

El objetivo de este libro es explicar los procesos geológicos que originan los deslizamientos y hundimientos del terreno, así como las avenidas extraordinarias y flujos de detritos, por ser los fenómenos naturales más comunes en el estado de Veracruz.

La ocurrencia de los eventos aquí descritos no puede impedirse, de hecho han sucedido con extremada frecuencia a lo largo de la historia geológica reciente del territorio veracruzano; sin embargo, sus efectos en la población y en la infraestructura sí pueden ser minimizados e incluso, en muchos casos, evitados en su totalidad si se conocen los mecanismos que los desencadenan y se toman las medidas preventivas necesarias. Con los testimonios de los casos aquí descritos se pretende aportar información que sea de utilidad para fomentar una cultura de la prevención, ya que la mayoría de los desastres no son provocados por la naturaleza en sí misma, sino por la falta de previsión, ya sea en la

ubicación de asentamientos humanos en zonas inadecuadas o en las alteraciones al terreno hechas por la mano del hombre, cuyas consecuencias pueden ser catastróficas.

En este sentido, el conocimiento geológico constituye una de las bases fundamentales para entender el carácter de los peligros naturales; por lo tanto, en este volumen se presenta una interpretación simplificada de la geología regional del estado de Veracruz. Además, para cada uno de los sitios incluidos, se da una descripción geológica semidetallada con el propósito de ayudar a entender las causas de los fenómenos descritos.

En el aspecto climatológico, el territorio veracruzano está expuesto a precipitaciones pluviales muy intensas, que aunado a sus características geológicas y a los factores de origen antrópico tales como deforestación, cortes en taludes inestables o el desarrollo de centros poblacionales en sitios no aptos para este fin, hacen que una buena parte del estado presente una vulnerabilidad muy importante ante ciertos fenómenos de origen natural (Subsecretaría de Protección Civil del Estado de Veracruz, 2000).

En la presente recopilación no se consideraron los peligros relacionados con la actividad volcánica y sísmica dentro del estado de Veracruz pues, aunque pueden presentar una alta peligrosidad, sus periodos de recurrencia tienden a ser más largos.

Peligros geológicos más frecuentes

Los peligros geológicos superficiales más recurrentes que se describen en este volumen son: deslizamientos de tierra o procesos de remoción en masa, cuyos ejemplos más notables son los casos ocurridos en algunas comunidades de los municipios de Tlachichilco, Papantla, La Perla, Orizaba e Hidalgotitlán; inundaciones y avenidas extraordinarias, las cuales se describen utilizando

como ejemplo los hechos ocurridos en octubre de 1999 en la región de Costa Esmeralda; los hundimientos de terreno, que son ejemplificados con algunos casos ocurridos en las zonas de Tezonapa y Tlapacoyan y, finalmente, los flujos de detritos o “barrancadas”, cuyo ejemplo más reciente fue lo ocurrido en el río Chiquito en la zona de Nogales-Ciudad Mendoza en junio de 2003. La figura 1 muestra la ubicación del estado de Veracruz con su división municipal y la ubicación de los sitios aquí descritos.

Los peligros geológicos mencionados están asociados a una topografía muy irregular, la cual varía desde pendientes muy pronunciadas hasta valles amplios y planicies de inundación. Asociados a esta morfología, se presentan una intensa precipitación pluvial, inestabilidad de ciertos materiales superficiales, deforestación de los bosques, así como las alteraciones producidas por la urbanización y otros procesos constructivos (factores antrópicos). Este tipo de eventos tienen periodos de recurrencia que en promedio pueden variar entre 10 y 100 años, esto es, tienden a ser repetitivos en el mediano y largo plazos, con el agravante de que la cantidad de habitantes es cada vez mayor y las áreas pobladas se han extendido hacia zonas que en muchos casos no son aptas para la edificación de viviendas, ya que como las regiones del estado de Veracruz donde se ubican las poblaciones incluidas en este volumen (figura 1) se encuentran en lugares considerados como de alto a mediano peligro deben ser estudiadas con más detalle, con la finalidad de evitar pérdidas humanas y materiales, así como prevenir daños a futuro.

Conceptos básicos

A continuación se definen los términos comúnmente empleados para referirse a la forma en que estos procesos impactan a la

sociedad y en general al ambiente. Estas definiciones fueron tomadas del Diagnóstico de Peligros e Identificación de Riesgos de Desastres en México (Cenapred, 2001):

Peligro (P). Es la probabilidad de que ocurra un evento geológico de cierta intensidad, capaz de ocasionar daños en un sitio determinado.

Grado de exposición (E). Es la cantidad de personas, bienes e infraestructura, en general, que se encuentra en el sitio considerado bajo peligro y que puede ser dañada por el evento geológico en cuestión. Generalmente se expresa en unidades monetarias.

Vulnerabilidad (V). Es la propensión que presentan las personas, bienes e infraestructura a ser afectados por el evento geológico; la vulnerabilidad se expresa como probabilidad de daño.

Riesgo (R). Es una función de los tres factores antes definidos, la cual puede resumirse en una sencilla expresión aritmética: $R = P \times E \times V$.

Generalmente el riesgo se expresa en unidades monetarias, las cuales se desprenden de la cuantificación de E; los otros dos parámetros, P y V, se expresan en porcentajes; por lo tanto, R es una fracción porcentual del costo estimado de los bienes expuestos. Aquí surge la pregunta de cómo cuantificar la pérdida de vidas humanas que, sin duda alguna, es uno de los aspectos más complicados en el cálculo del riesgo. Las respuestas pueden ser varias y siempre estarán en función del análisis realizado. Una vida humana es invaluable en términos monetarios; sin embargo, para estos fines, las personas son valoradas en función de su capacidad de producir trabajo, lo cual, a fin de cuentas, genera dinero.

En ciertos medios es común el uso indistinto de los términos peligro y riesgo; pero, como se desprende de las definiciones

antes expuestas, hay una diferencia notoria entre ambos conceptos. El peligro existe por la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno determinado; por ejemplo, el deslizamiento de una ladera. Si este evento ocurre en una zona deshabitada y sin infraestructura alguna, el riesgo es igual a cero; si el mismo evento ocurre en una zona habitada y con servicios, el riesgo puede cuantificarse en alto, medio, bajo o incluso nulo, en función de la vulnerabilidad del área expuesta.

I. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En este capítulo se presenta una recopilación de la geología del estado de Veracruz tomada de los trabajos más importantes publicados en los últimos años. Además, incluye una extensa lista de referencias bibliográficas acerca de estudios geológicos realizados en el territorio veracruzano y en parte de los estados limítrofes.

Veracruz es un estado costero ubicado en la región centro-oriental de la República Mexicana. Su territorio abarca un área de 72 420 km², tiene una forma alargada muy irregular cuya longitud máxima es de 745 km. Colinda al norte con Tamaulipas; al poniente con San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla; al sur con Oaxaca, Chiapas y Tabasco; y al oriente con el Golfo de México (figura 1). Sus alturas sobre el nivel del mar varían desde 0 hasta 5 675 m que corresponde a la cima del volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba que es el punto más alto del país, así como el volcán más alto de Norteamérica.

Dentro del territorio del estado se encuentra una amplia variedad de rocas y sedimentos con características, edades y composiciones diferentes. En la figura 2 se muestra un mapa geológico del estado, el cual resume de manera esquemática los principales conjuntos de roca de acuerdo con su edad. Para mayor detalle el lector puede consultar los mapas geológicos publicados por López-Ramos (1989), COREMI (1994), así como la serie de cartas geológicas escala 1:250 000 publicadas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI).

A continuación se hace una descripción de la geología siguiendo una secuencia de lo más antiguo a lo más reciente.

Paleozoico (>545-250 Ma)

Las rocas más antiguas se encuentran en la región de Huayacotla, al noroeste del estado (figura 2). Ahí afloran rocas metamórficas constituidas por gneises, esquistos y metaconglomerados del Paleozoico Inferior (INEGI, 1999; Morán-Zenteno, 1984). Las rocas del Paleozoico Superior están formadas por una secuencia alternante de lutitas, areniscas y metaconglomerados de edad pérmica (Carrillo Bravo, 1965; COREMI, 1994).

Otros afloramientos de rocas del Paleozoico Superior se encuentran en los alrededores de Altotonga, en la región central del estado, los cuales consisten de una secuencia de filitas y esquistos de biotita. Al sur, en los límites con los estados de Oaxaca y Chiapas, afloran rocas intrusivas de composición granítica que pertenecen al Complejo Batolítico de Chiapas (COREMI, 1994), a las cuales se les ha asignado una edad paleozoica correspondiente al Pérmico Tardío.

Las rocas precámbricas y paleozoicas constituyen el basamento de la potente secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas que se formaron durante el Mesozoico y el Cenozoico.

Mesozoico (250-65 Ma)

Las rocas del Mesozoico se encuentran regularmente distribuidas a lo largo y ancho del estado de Veracruz y cubren discordantemente las rocas del Paleozoico. Las más antiguas pertenecen al Triásico y están representadas por una secuencia de

origen continental formada por areniscas, limonitas, conglomerados cuarcíticos de color gris, lutitas y lodolitas de colores rojo y café conocidas como los lechos rojos de la Formación Huizachal (Carrillo-Bravo, 1965). La erosión en estas rocas sedimentarias ha producido una morfología de montañas escarpadas cortadas por barrancas muy profundas.

Durante el inicio del Jurásico ocurrió un avance de las aguas marinas que dio lugar a la sedimentación de una secuencia arcillo-arenosa conocida como Formación Huayacotla (Carrillo-Bravo, 1971), constituida por una alternancia de lutitas y areniscas con gran contenido de fósiles (amonitas). Tanto las rocas del Triásico como las del Jurásico afloran en las regiones de Huayacotla, Tlapacoyan y Altotonga (figura 2), en una estructura geológica de dimensiones regionales conocida como Anticlinorio de Huayacotla (López Ramos, 1989). Durante el Jurásico Medio y Superior continuó el depósito de sedimentos terrígenos en ambientes marinos con un predominio de secuencias de lutitas, areniscas y conglomerados. Algunas de las unidades más importantes durante este periodo son las formaciones Cahuasas, Pimienta y Tamán con afloramientos en las zonas de Huayacotla, Altotonga, Tlapacoyan y sur del estado, en los límites con Oaxaca.

Durante el Cretácico se desarrollaron potentes espesores de depósitos calcáreos que fueron depositados en mares someros; algunas reconstrucciones paleogeográficas han definido lo que se conoce como la Plataforma de Córdoba. Estos depósitos formaron importantes bancos de calizas que afloran predominantemente en la zona central del estado, entre Tlapacoyan y la región de Orizaba (figura 2). Algunas de las formaciones más importantes durante este periodo han sido nombradas Caliza Orizaba, Caliza Maltrata y Formación Guzmantla (Viniegra, 1965). En el área de Tatatila-Las Minas, las calizas fueron afecta-

das por intrusivos graníticos terciarios, productores de importantes bancos de mármol.

En su conjunto, las rocas del Mesozoico constituyen lo que desde un punto de vista fisiográfico se conoce como la Sierra Madre Oriental (Raisz, 1961), cadena montañosa con morfología muy escarpada formada por rocas sedimentarias marinas, las cuales fueron plegadas y levantadas mediante procesos orogénicos ocurridos a finales del Mesozoico y principios del Cenozoico. En su segmento sur, que abarca una porción importante del occidente del estado de Veracruz, la Sierra Madre Oriental tiene una trayectoria general noroeste-sureste y sus alturas máximas varían entre los 2 000 y 3 500 msnm. Una clasificación más reciente con base en criterios geológicos agrupa a estas rocas en la provincia geológica del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (Ortega Gutiérrez *et al.*, 1992).

Cenozoico (65 Ma-presente)

Durante el Terciario Inferior y Medio se inició una regresión marina hacia el este; como consecuencia de esto se depositó un espesor de más de 3 000 m de sedimentos terrígenos sobre la plataforma mesozoica de Córdoba, definidos bajo el nombre de formaciones Chicontepe-Velasco, Aragón, Guayabal, Chapopote, Horcones y La Laja (Morán-Zenteno, 1984; López-Ramos, 1989). Estas unidades litoestratigráficas están constituidas por series alternantes de lutitas y areniscas que conformaron las secuencias de rocas generadoras y almacenadoras del petróleo que se explota en la actualidad. Los sedimentos terrígenos de estas unidades cubren una gran porción del estado de Veracruz de norte a sur y forman lo que actualmente se conoce como la Planicie Costera del Golfo, con una expresión morfológica de lomeríos suaves y amplias llanu-

ras, sobre las cuales escurren los grandes ríos que desembocan al Golfo de México. Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992) agruparon a estas formaciones en la provincia geológica de la Cuenca Deltáica de Veracruz.

Las primeras manifestaciones de la actividad magmática y volcánica dentro de lo que ahora es el estado de Veracruz se registraron durante el Terciario Superior. Al norte, en la región de Cerro Azul, se observan cuerpos aislados de intrusivos de gabro y monzonita en forma de troncos y chimeneas volcánicas que cortan las secuencias de lutitas y areniscas del Terciario Medio e Inferior. Las rocas extrusivas son basaltos de composición alcalina y se observan al NW de Cerro Azul, en donde su expresión morfológica más evidente es la sierra de Tantima. Al poniente de Poza Rica conforman importantes derrames de lava que cubren discordantemente los depósitos sedimentarios del Terciario Inferior. Estudios recientemente realizados por Ferrari *et al.* (2005), quienes efectuaron una gran cantidad de fechamientos radiométricos por los métodos de K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en las rocas volcánicas de esta región, arrojan edades que fluctúan entre los 9 y 6.6 millones de años (Ma) para la sierra de Tantima-Cerro Azul, y de 1.3 a 1.6 Ma para la zona de Poza Rica. Con anterioridad, Cantagrel y Robin (1979) habían determinado un rango de edades entre 5 y 2 Ma para estas rocas.

Más hacia el sur, en la región comprendida entre Chiconquiaco, Juchique, Alto Lucero y Palma Sola, las rocas ígneas y volcánicas están constituidas por intrusivos y derrames de lava de composición alcalina y calcialcalina cuyas edades, de acuerdo con López-Infanzón (1991) y Ferrari *et al.* (2005), varían entre 2 y 14 Ma. En su conjunto, estas rocas conforman dos rasgos fisiográficos conocidos como la sierra de Chiconquiaco y el macizo volcánico de Palma Sola. En este último destacan dos conos de escoria de edad cuaternaria muy bien preservados conocidos

como Los Atlixcos, ubicados al NW de la población de Palma Sola. Los derrames de lava de composición basáltica llegan a la costa y su presencia es una clara muestra de la actividad volcánica reciente en esta zona.

Otra de las regiones volcánicas costeras es la conocida como Campo Volcánico de Los Tuxtlas (CVLT), ubicada al sur del estado, en los alrededores de la ciudad de Catemaco (figura 2). De acuerdo con Nelson y González (1992) la actividad volcánica en el CVLT comenzó hace aproximadamente 7 Ma y continuó después a través del volcán San Martín Tuxtla, con las erupciones históricas ocurridas en los años de 1664 y 1793.

El CVLT está constituido por una cantidad estimada entre 200 y 300 conos de escoria, los cuales han producido lavas y productos piroclásticos de composición fundamentalmente basáltica alcalina. En la porción sur del CVLT se encuentran otros edificios volcánicos más antiguos como los volcanes San Martín Pajapan, Santa Marta y Yohualtajapan, que en su conjunto forman la llamada sierra de Santa Marta. La mayoría de los conos de escoria y estratovolcanes que conforman el CVLT se encuentran alineados en dirección NW-SE, lo cual sugiere un sistema de esfuerzos de extensión (Nelson y González-Cerver, 1992).

La ocurrencia de vulcanismo alcalino en la planicie costera del Golfo de México, desde la sierra de San Carlos en el estado de Tamaulipas, al norte, hasta las regiones de Cerro Azul-Poza Rica-Palma Sola y Los Tuxtlas en el centro y sur del estado de Veracruz, respectivamente (figura 2), ha sido documentada por diversos autores tales como Moziño (1870), Friedlaender y Sonder (1923), Ríos (1952), Coll de Hurtado (1970), Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973), Robin (1976), Robin y Tournon (1978), Cantagrel y Robin (1979), Robin (1982), Negendank *et al.* (1985), Elías-Herrera *et al.* (1991), López-Infanzón y Nelson (1990), Pi-

chler y Weyl (1976), Thorpe (1977), Nelson y González-Caver (1992), Aguilera-Gómez (1988), Espíndola *et al.* (1999) y Ferrari *et al.* (2005). Algunos autores consideran que esta región costera, caracterizada por la ocurrencia de rocas volcánicas alcalinas, está relacionada con una zona de fractura intracontinental (*rift zone*) asociada con una tectónica extensional. Ésta se extendería a lo largo de la costa del Golfo de México y no tendría relación genética con la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Demant y Robin, 1975; Robin, 1976; Robin y Tournon, 1978; Cantagrel y Robin, 1979; Robin, 1982). Otros autores consideran al vulcanismo alcalino de la región costera del Golfo de México como resultado de una tectónica extensiva de trans-arco relacionada con la subducción de la placa de Cocos en el Pacífico (Nelson *et al.*, 1991; López y Nelson, 1991; Nelson y González, 1992). La discusión de este problema dista mucho de haberse agotado; existe una gran cantidad de datos geoquímicos y hacen falta mapas geológicos y análisis estructurales detallados que permitan definir con precisión las diferentes secuencias estratigráficas en cada zona, así como las principales estructuras que en los ámbitos regional y local afectan a las rocas.

Además de la región de Los Tuxtlas, la actividad volcánica más reciente dentro del estado de Veracruz se concentra principalmente en la región central, entre las ciudades de Xalapa y Orizaba. Este vulcanismo está relacionado con la formación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), provincia geológica (Ortega *et al.*, 1992) predominantemente caldrialina, formada por aparatos volcánicos mayores como calderas y estratovolcanes, así como una gran cantidad de conos de escoria. La FVTM atraviesa al país de oeste a este por su parte central y es la expresión continental resultante de la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera bajo la placa continental de Norteamérica. La figura 3 muestra el marco tectónico de la

República Mexicana, las principales provincias volcánicas y los volcanes y centros eruptivos más importantes.

Para su estudio, la FVTM ha sido dividida en tres sectores: occidental, central y oriental, los cuales presentan características particulares que los distinguen entre sí (Ferrari, 2000).

La mayoría de los grandes estratovolcanes activos, en reposo y extintos de México, se encuentran dentro de la FVTM, tales como los volcanes de Colima y Ceboruco en el sector occidental; el Nevado de Toluca, Popocatepetl e Iztaccíhuatl en el sector central; y el Cofre de Perote y Pico de Orizaba en el oriental. También, grandes estructuras cratéricas conocidas como calderas forman parte fundamental de la FVTM. Entre las más importantes se pueden mencionar a las calderas de La Primavera en Jalisco, Los Azufres en Michoacán, Amealco en Guanajuato y Los Humeros en Puebla-Veracruz (figura 3). Así mismo, cientos de conos de escoria constituyen regiones conocidas como campos monogenéticos, entre los cuales destacan los de Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin en el límite entre el estado de Morelos y el Distrito Federal, Apan en los estados de México e Hidalgo y Xalapa y Los Tuxtles en el estado de Veracruz.

El sector oriental de la FVTM abarca una porción considerable de la región central de los estados de Puebla y Veracruz, entre las ciudades de Perote, Xalapa y Coscomatepec. Uno de sus rasgos más distintivos es la cordillera formada por los volcanes Cofre de Perote-La Gloria-Las Cumbres-Pico de Orizaba, que tiene una orientación NE-SW, contiene las elevaciones más importantes del estado y constituye el parteaguas entre la región del Altiplano Mexicano al poniente y la Planicie Costera del Golfo, al oriente (figura 4).

Los basaltos, andesitas y riolitas de edad cuaternaria de la FVTM, descansan discordantemente sobre rocas volcánicas del

Terciario y sobre calizas y lutitas del Mesozoico. Una de las explicaciones a la gran altura que presenta el alineamiento volcánico Pico de Orizaba-Cofre de Perote es que estas estructuras comenzaron a formarse sobre el macizo de rocas sedimentarias plegadas, falladas y elevadas que constituye la Sierra Madre Oriental, que le sirvió como plataforma para su crecimiento (Concha-Dimas *et al.*, 2005; Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

En términos muy generales, puede afirmarse que la migración del vulcanismo ha seguido una dirección de norte a sur, de tal modo que en la actualidad el único volcán activo es el Pico de Orizaba o Citlaltépetl (5,675 msnm), que es un estratovolcán o volcán compuesto formado por la superposición de tres edificios volcánicos que, según Carrasco y Ban (1994), son el resultado de la destrucción y reconstrucción sucesiva del edificio volcánico principal y constituyen tres etapas en su historia evolutiva. Los nombres de los conos ancestrales son: Torrecillas (al sur) cuya edad estimada es de 650 000 años, Espolón de Oro (al norte) con una edad estimada en 210 000 años y finalmente el cono actual, Citlaltépetl (Carrasco, 2000) (figura 5).

Varios autores se han ocupado de los diferentes centros volcánicos que conforman el sector oriental de la FVTM, de los cuales, por su cantidad, destacan aquellos que han estudiado el Pico de Orizaba, tales como: Waitz (1910), Robin y Cantagrel (1982), Robin *et al.* (1983), Höskuldsson (1992), Höskuldsson y Robin (1993), Siebe *et al.* (1993), Carrasco-Núñez (1993, 1997), Carrasco-Núñez *et al.* (1993), Höskuldsson y Cantagrel (1994), Carrasco-Núñez y Ban (1994), Siebe *et al.* (1995), Carrasco-Núñez y Rose (1995), Hubbard (2001), Zimbelman *et al.* (2004), Concha-Dimas (2004), Concha-Dimas *et al.* (2005) y Carrasco-Núñez *et al.* (2006).

Por su carácter de inactivos o extintos, los volcanes ubicados al norte del Citlaltépetl han sido objeto de menor atención.

Aproximadamente unos 10 km al norte se encuentra el volcán de Las Cumbres, con una serie de centros eruptivos asociados, agrupados bajo el nombre de Complejo Volcánico de Las Cumbres (figura 4). La estructura principal es un cráter de aproximadamente 4 km de diámetro que contiene un domo de composición dacítica en su centro conocido con el nombre de Cerro Gordo (figura 6). Este volcán se colapsó hace más de 50 000 años y los depósitos producidos por la destrucción del edificio están distribuidos a lo largo de la cuenca del río Huitzilapan-Pescados, encontrándose afloramientos en sitios muy próximos a la costa del Golfo de México (Rodríguez, 1998; Scuderi *et al.*, 2001; Rodríguez, 2005).

Aproximadamente 20 km al norte de Las Cumbres se encuentra el Complejo Volcánico de La Gloria, nombrado por Höskuldsson (1992), el cual está formado por estructuras en forma de caldera que probablemente pertenecieron a un gran estratovolcán que fue destruido y erosionado (figura 4). Sus depósitos se encuentran distribuidos en una región comprendida entre Xalapa y Huatusco y su edad aún no se ha determinado. Hacia el norte de La Gloria se localiza el volcán Cofre de Perote o Nauhcampatépetl (figura 4), que es un volcán extinto de composición andesítica muy erosionado, cuya forma tiende más hacia un volcán de los llamados tipo escudo (figura 7). La edad estimada para el inicio de la actividad volcánica en el Cofre de Perote de acuerdo con Cantagrel y Robin (1979) es de 1.5 Ma.

Un caso especial documentado recientemente por Siebert y Carrasco-Núñez (2002) es el volcán monogenético llamado El Volcancillo, localizado al NE del Cofre de Perote, cuya actividad volcánica ha sido fechada en 900 años antes del presente. Esta edad tan reciente implica que ya existían asentamientos humanos en la región cuando ocurrió esta erupción. Además de El Volcancillo, en los alrededores de la ciudad de Xalapa exis-

ten varias decenas de conos monogenéticos, los cuales son una clara evidencia de la actividad volcánica reciente en el sector oriental de la FVTM. Entre los más importantes se encuentran los de La Joya, el cerro de Macuiltépetl en Xalapa, el de Las Culebras en Coatepec, el Acamalín en Xico, el cerro Grande en la Orduña, y los de Cerro Gordo, entre otros (González-Mercado, 2005; Rodríguez *et al.*, 2010) (figura 8).

Uno de los centros eruptivos que más destaca en el sector oriental de la FVTM por su tamaño e importancia económica es la caldera de Los Humeros. Su estructura principal es un cráter circular de aproximadamente 20 km de diámetro de edad pleistocénica, que se localiza en el límite entre los estados de Puebla y Veracruz, cerca de la ciudad de Perote (figura 4). Sus productos están constituidos mayoritariamente por depósitos piroclásticos de flujo y de caída, distribuidos en el valle de Perote aunque algunos alcanzan la ciudad de Xalapa, en donde son conocidos como “arenales”, pertenecen a una unidad definida por Ferriz y Mahood (1984) como Ignimbrita Xáltipan (figura 9). Actualmente la energía geotérmica producida por el calor remanente de la actividad volcánica en la caldera de Los Humeros es una importante fuente de generación de electricidad (figura 10).

II. PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

Son procesos exógenos naturales causados principalmente por erosión, los cuales involucran el transporte de material geológico de un sitio topográficamente alto a otro más bajo. Son varios los factores naturales que los generan; sin embargo, el crecimiento de la población, con sus consecuentes alteraciones al terreno, hace que estos procesos representen un importante peligro natural con la respectiva pérdida de vidas humanas y bienes materiales.

Los procesos de remoción en masa, conocidos también como deslizamientos o derrumbes, se presentan en terrenos con cierta pendiente, natural o artificial, en donde la fuerza de gravedad genera inestabilidad en las masas de suelo o roca. Los principales agentes inductores de los deslizamientos de tierra son: la topografía, la presencia de materiales geológicos con propiedades mecánicas inadecuadas, la existencia de estructuras geológicas tales como fallas, fracturas o estratificación en las rocas, las condiciones climáticas y la presencia excesiva o la ausencia de cobertura vegetal. Uno de los factores que más influye en la ocurrencia de deslizamientos de tierra es la intensidad de la lluvia. En la figura 11 se muestra un mapa de valores promedio de precipitación máxima extrema anual (Tejeda-Martínez *et al.*, 1989). Como puede observarse, en la mayor parte del territorio ocurren precipitaciones superiores a los 600 mm. Indudablemente, entre más aumenta la precipitación, mayor es la susceptibilidad del terreno a deslizarse.

La naturaleza, intensidad y extensión de los diferentes tipos de deslizamiento de tierra puede ser explicada mediante el análisis de los esfuerzos que actúan en los taludes, en función de variables como el tipo de material (suelo, roca, etc.), topografía del terreno, clima, vegetación, agua y tiempo (Keller, 2002). Estos aspectos están relacionados entre sí y el grado de influencia de cada uno puede determinar las dimensiones del deslizamiento.

Las causas que originan los deslizamientos y sus diferentes tipos de movimiento pendiente abajo se determinan mediante el estudio de las relaciones existentes entre dos tipos de fuerzas: las que inducen (fuerzas de inducción) y las que resisten el deslizamiento (fuerzas de resistencia). La estabilidad de pendientes es evaluada mediante el cálculo de un factor de seguridad (FS) definido como la relación entre las fuerzas de resistencia y las fuerzas de inducción. Si el factor de seguridad es mayor que uno, las fuerzas de resistencia exceden a las de inducción y, por consiguiente, el talud se considera estable. Si, por el contrario, FS es menor que uno, las fuerzas de inducción exceden a las de resistencia y se puede producir un deslizamiento de tierra.

Entre los principales factores que generan la inestabilidad del suelo pueden mencionarse dos: *a)* de acción relativamente lenta como la meteorización físico-química de los materiales, disolución, erosión interna o sifonamiento, que pueden generar un alto grado de alteración dependiendo de las condiciones climáticas; *b)* de acción rápida o disparadores naturales, entre los que pueden mencionarse los sismos, los flujos de agua subterránea, las lluvias extraordinarias y las inundaciones. También la actividad antrópica como los rellenos sobre o cerca de taludes, las excavaciones y cortes que no respeten el ángulo de reposo del material, la irrigación en taludes, la deforestación y las vibraciones artificiales, son capaces de producir inestabilidad y están dentro de la categoría de procesos de acción rápida.

Desde el punto de vista de la geotecnia y la ingeniería, se genera una falla cuando los procesos de acción lenta o rápida modifican el estado natural de reposo de las masas de suelo o roca, de tal forma que producen el movimiento de material pendiente abajo. La velocidad de desplazamiento generalmente es muy rápida, pues una vez iniciado el movimiento, la inercia propia de la masa del material y la aceleración de la gravedad producen movimientos rápidos y catastróficos.

La forma en que las pendientes fallan es diferente y depende principalmente de la naturaleza del material afectado. A continuación se presenta la clasificación de los diferentes tipos de movimiento de taludes según Cruden y Varnes (1996), de acuerdo con las características del movimiento de la masa desplazada:

Deslizamiento. Son movimientos pendiente abajo de rocas y suelos sobre una superficie o plano de deslizamiento. Ocurre en espesores relativamente delgados donde se produce deformación por corte directo de los materiales. Existen varios tipos de acuerdo con la morfología del plano de deslizamiento:

- a) Rotacionales. Cuando el desplazamiento se da a lo largo de una superficie de ruptura cóncava, donde la masa en movimiento no tiene deformación interna pues sólo es rotada a lo largo de un eje (centro geométrico de la superficie de falla circular). Este tipo de falla generalmente ocurre en materiales homogéneos (figura 12a).
- b) Traslacionales. Cuando la masa se desliza a lo largo de una superficie plana u ondulada con poca o nula componente rotacional, desplazando la superficie topográfica de la masa en movimiento. Estos movimientos están controlados por discontinuidades preexistentes tales como fallas, fracturas, planos de estratificación o zonas de transición entre diferentes grados de meteorización (figura 12b).

Flujo. Es un movimiento espacial continuo en el cual la superficie de ruptura desaparece o dura muy poco. La masa en movimiento tiene una distribución de velocidades semejante a la de un líquido viscoso. En general, una masa que falló por deslizamiento se convierte en flujo dependiendo de la presencia de agua y la movilidad y evolución del deslizamiento (incremento de velocidades). Los flujos pueden presentarse en rocas con escasa o nula consolidación y suelos generalmente próximos a la saturación de agua (figura 13a).

Caída. Es el desprendimiento de una parte del terreno en el cual no existe ningún desplazamiento a lo largo de una superficie (figura 13b). El material desciende por caída libre, rebotando o rodando con velocidades extremadamente rápidas.

Volteo. Ocurre en macizos de rocas con discontinuidades o fracturas orientadas de tal manera que la roca se “flexiona” y rota hacia adelante (figura 13c). Dependiendo de la formación geológica, los bloques desprendidos terminan como bloques caídos.

Avalanchas. Son deslizamientos o desprendimientos de gran magnitud de rocas y detritos. Ocurren en sitios con elevada pendiente y ausencia de estructura y cohesión en los materiales. La velocidad de descenso puede ser superior a los 100 km/hora incluso si las masas están completamente secas, ya que la fricción se reduce de manera drástica debido al aire entre los materiales y fragmentos rocosos. El agua de lluvia o de deshielo, los temblores y las erupciones volcánicas pueden jugar un papel importante en el desencadenamiento de estos procesos.

Reptación. Son movimientos muy lentos del suelo sin que se presente una superficie de deslizamiento definida. Por lo general el movimiento es de unos pocos centímetros al año y afecta a grandes áreas de terreno. Se le atribuye a alteraciones en los contenidos de agua de los suelos, usualmente muy blandos o alterados (figura 14).

Las investigaciones geológicas y geotécnicas son fundamentales para el entendimiento de los deslizamientos así como para una adecuada planeación de la infraestructura urbana y de transporte. Antes de la construcción de una carretera es necesario realizar un estudio para identificar las zonas proclives a deslizarse, mientras que en la edificación de construcciones se deben contemplar aspectos ambientales tales como el tipo de cobertura vegetal y la profundidad del manto freático.

En el campo, los aspectos que se deben cubrir para la identificación de los sitios propensos a deslizamientos deben de incluir estudios de las condiciones topográficas, geológicas, geohidrológicas, climáticas, vibraciones e historia de los cambios de pendientes. El grado de detalle dependerá del enfoque del estudio (determinación regional de riesgos, protección civil, protección de infraestructura), tamaño del área a revisar, la importancia de la infraestructura que se protegerá, así como de los medios financieros con los que se cuenta para procesamiento de la información.

A continuación se mencionan algunos aspectos que deberían de tomarse en consideración en un estudio de estabilidad de pendientes, según Sowers y Royster (1988).

La interpretación de los datos colectados en el campo y el procesamiento que de ellos se haga puede ser cualitativa o cuantitativa; en el primer caso se puede recurrir a representaciones gráficas del fenómeno tales como secciones geológicas, perfiles topográficos, interpretación de fotografías aéreas y cartografía; en el segundo se debe recurrir a análisis estadísticos y físico-matemáticos que caractericen los movimientos de pendientes y la recurrencia del fenómeno. A partir de estos análisis es posible hacer una determinación del peligro por deslizamientos con diferentes niveles de precisión. El grado de detalle del estudio dependerá de las características del proyecto y de los medios disponibles para realizarlo.

Enseguida se describen los casos de deslizamiento de tierras en las localidades seleccionadas durante el periodo considerado en este volumen.

Chintipán

La comunidad de Chintipán (20° 39' 35" N, 98° 11' 05" W) pertenece al municipio de Tlachichilco y se localiza en la región noroccidental del Estado, aproximadamente 60 km al oeste de la ciudad de Poza Rica. La morfología que caracteriza a esta zona está conformada por sierras bajas con pendientes muy pronunciadas formadas por rocas detríticas de ambiente mixto, las cuales, de acuerdo con la clasificación propuesta por Ortega *et al.* (1992), se encuentran dentro de la provincia geológica del Miogeoclinal del Golfo de México, sobre el flanco oriental de la sierra de Huayacocotla.

La red hidrológica de esta región pertenece a la subcuenca del río Vinazco, la cual está conformada por tributarios que forman valles más o menos amplios, entre los cuales se puede mencionar al río Tlachichilco, que drena hacia el río Tuxpan, para finalmente desembocar en el Golfo de México.

La comunidad de Chintipán está asentada sobre la ladera de un cerro cuya altura máxima es de 740 msnm, con una pendiente promedio de 30° (figura 15). Las rocas que predominan en esta región son lutitas y areniscas pertenecientes a la Formación Chicontepec, y descansan sobre margas y calizas arrecifales del Cretácico Medio y Superior. Esta secuencia se encuentra intensamente deformada y los ejes de los pliegues están orientados en dirección NW-SE. La ladera del cerro sobre la que se encuentra el poblado coincide con el echado general de las capas de roca, el cual varía entre 25° y 30° con dirección al SW (figura 16).

Durante los meses de junio y julio de 1993 ocurrieron intensas precipitaciones pluviales, las cuales provocaron la saturación del suelo, en especial las capas de lutita intercaladas en las areniscas. El exceso de agua en las lutitas, aunado a la pendiente pronunciada, indujo un proceso de deslizamiento lento al principio, con asentamientos abruptos especialmente en las zonas de mayor pendiente de las cabeceras (figura 17).

En este caso, las lutitas juegan un papel fundamental ya que el tiempo prolongado de precipitación pluvial al que estuvieron expuestas provocó la saturación y expansión de las arcillas que constituyen este tipo de rocas. La saturación de agua ocasionó el aumento en la presión de los poros, modificando de esta manera los esfuerzos actuantes en forma desfavorable, además, las capas sedimentarias presentan planos de estratificación con la misma inclinación que la pendiente del terreno. Estos factores indujeron los deslizamientos del suelo sobre las capas de lutita.

La superficie aproximada del área afectada fue de 150 000 m² y el espesor promedio del suelo que sufrió deslizamientos es de 5 m. Con estos datos se estimó un volumen que varía entre 0.75 a 1 x 10⁶ m³ de material inestable, el cual es susceptible de deslizamiento.

Los asentamientos y frentes de escarpe medidos en el sitio varían entre 1 y 3 m y las casas y construcciones reportadas con afectaciones por estos fenómenos fueron 52, las cuales tuvieron que ser desalojadas.

Debido a las características de las rocas predominantes, así como a las condiciones climáticas que prevalecen en esta zona, en especial durante la temporada de lluvias, es de esperarse que este tipo de fenómeno vuelva a ocurrir, ya sea en este mismo sitio o en otro con características similares dentro de esta región.

La recomendación que se sugirió después de la evaluación de los daños y las condiciones del terreno fue la de reubicar la

población de Chintipán. La decisión fue avalada por las autoridades y la población en su conjunto y así se fundó la población de Nuevo Chintipán, en una zona plana que no presenta problemas de inestabilidad.

Francisco I. Madero

Como consecuencia de las intensas lluvias que cayeron en una amplia región del oriente del territorio nacional durante el mes de octubre de 1999, la zona norte del estado de Veracruz se vio afectada de manera considerable por los efectos devastadores del agua. Una de las poblaciones más afectadas en cuanto al número de víctimas y daños materiales fue Francisco I. Madero (20° 18' 39" N; 97° 10' 26" W), la cual se localiza aproximadamente 20 km al SE de la ciudad de Papantla (cabecera municipal) a una altura de 60 msnm (figura 18).

De acuerdo con la clasificación de provincias geológicas hecha por Ortega *et al.* (1992), Francisco I. Madero se encuentra dentro del Miogeoclinal del Golfo de México. Esta provincia geológica se caracteriza por tener lomeríos suaves, cerros aislados y amplios valles. Las alturas máximas oscilan entre los 300 msnm y las mínimas entre los 40 msnm (INEGI, 1984; 1995).

Las principales cuencas de la región son las de los ríos Cazonnes, al norte, Tecolutla, al centro y Bobos, al sur (INEGI, 1998). La población de Francisco I. Madero se encuentra dentro de la cuenca del río Tecolutla.

Las rocas predominantes en el área son lutitas y areniscas del Terciario Medio y Superior, las cuales se presentan en secuencias alternantes de estratos delgados a medios. Las capas de roca tienen una orientación preferencial NW-SE de estruc-

tura monoclinal con vergencia hacia el este y una inclinación que varía entre 20 y 40 grados.

Desde el punto de vista litoestratigráfico estas rocas han sido agrupadas dentro de la Formación Chicontepec (INEGI, 1984). Las partes bajas de los cerros están cubiertas por depósitos de talud de espesores variables, los cuales son el producto del intemperismo y la erosión de las rocas subyacentes. Los cauces de los valles están rellenos por aluvi3n constituido por arenas, limos y arcillas.

Esta regi3n forma parte de las zonas de mayor tradici3n hist3rica de explotaci3n de hidrocarburos en M3xico, encontr3ndose una cantidad importante de pozos, algunos cerrados y otros aun en explotaci3n, as3 como obras auxiliares para la industria petrolera.

La comunidad de Francisco I. Madero se encuentra en la margen izquierda del arroyo Indio (figura 18) tributario del r3o Tecolutla. Parte de la poblaci3n se encuentra sobre la planicie de inundaci3n del arroyo y otra sobre los flancos de los cerros que la circundan, cuya diferencia de alturas respecto al lecho del valle oscila entre los 100 y 120 metros.

Las condiciones geol3gicas, geomorfol3gicas e hidrol3gicas del 3rea, combinadas con la extraordinaria precipitaci3n pluvial y el uso y alteraci3n del suelo, provocaron una serie de deslizamientos de tierra y flujos de lodo que afectaron en diferentes proporciones a las comunidades asentadas sobre las pendientes de los cerros y a lo largo de los valles.

A continuaci3n y en orden de importancia, se describen tres de los sitios que resultaron m3s afectados dentro del 3rea ocupada por la comunidad.

Sitio 1. En este lugar ocurri3 el deslizamiento de mayores consecuencias, ya que cobr3 la vida de ocho personas y heridas graves a varias decenas m3s. Tambi3n destruy3 por completo un n3mero estimado entre 10 y 15 viviendas. El caser3o

destruido se encontraba en la base de uno de los cerros que rodean la población, cuyo desnivel entre las casas y la cima del cerro es de aproximadamente 100 m, con una pendiente de 30%. El área afectada fue de aproximadamente 10 000 m² (figura 19).

El material involucrado en el deslizamiento es un suelo residual arcilloso con bloques de roca (arenisca y marga) formado a partir de la alteración de una secuencia de lutitas, margas y areniscas predominante en la región, la cual sirvió como superficie de deslizamiento para los depósitos de suelo residual. En apariencia las capas de lutita y arenisca conforman un pliegue cuya inclinación está de manera parcial contra la pendiente (parte superior del cerro) y parcialmente a favor de la pendiente (parte inferior y base del cerro). El volumen estimado de material implicado en el deslizamiento se calcula en 150 000 m³.

En las partes media y alta del cerro se encontraban dos pequeñas represas para disposición de residuos derivados de la explotación de petróleo, las cuales fueron construidas por Pemex. Una (la de la parte media) estaba en desuso; la otra (la de la cima) aún era utilizada, según comentarios de algunos pobladores. Ambas represas fueron afectadas por el deslizamiento y se presume que de alguna manera pudieron inducirlo.

Sitio 2. En este sitio se construyó un telebachillerato en el flanco sur de uno de los cerros que bordea la población, constituido por depósitos de talud con bloques de roca calcárea y arenisca englobados en una matriz arcillo-arenosa; el espesor del depósito varía entre los 20 y 30 metros.

La construcción consiste de un aula de material con techo de concreto a dos aguas, con instalaciones sanitarias que incluyen un baño, fosa séptica y pozos de absorción. Para realizar la obra se hicieron dos cortes en terraza, en el corte superior se localiza el aula, y en el inferior, parte del camino de acceso.

El lugar está afectado por una serie de fallas con cierto desplazamiento vertical, resultado de asentamientos gravitacionales sobre el flanco del cerro. La traza de las fallas tiene una dirección de N 80° W. El deslizamiento de tierra es perpendicular al de las fallas y se dirige hacia el sur (figura 20).

El desplazamiento vertical que se midió varía entre 60 y 80 cm con dos metros de ancho. De acuerdo con el testimonio de algunas personas, la falla tiene una longitud de por lo menos 2 km. A lo largo de esta extensión se vieron afectadas varias casas habitación cuyos daños fueron irreparables.

Sitio 3. Se localiza sobre el camino de acceso a la comunidad. A lo largo de un corte realizado en la base del cerro, la pendiente aquí es aún más abrupta (aproximadamente 40%) que en los dos sitios anteriores y se observan deslizamientos de terreno que afectan la estabilidad del talud (figura 21).

Aunque los daños no fueron de consideración, este sitio presenta un riesgo potencial de gran importancia para más de 50 viviendas que se encuentran sobre la traza del camino.

En la comunidad de Francisco I. Madero, las fuerzas de inducción de los deslizamientos de tierra están asociadas con la gran cantidad de precipitación pluvial en un tiempo muy corto (alta intensidad), la morfología (pendiente pronunciada), la escasa consolidación de los materiales geológicos (inestabilidad del talud) y las alteraciones al entorno realizadas por el hombre (cortes de terreno, represas, construcciones sobre pendientes de por sí inestables, etc.). La ubicación misma de la población implica un riesgo, ya que se encuentra parcial o totalmente en la base de cerros con taludes inestables o de plano sobre el mismo talud. A continuación se mencionan algunas de las recomendaciones sugeridas para cada uno de los sitios afectados:

En relación al Sitio 1, la experiencia que debe de rescatarse es la de realizar un inventario de la ubicación, características

y condiciones de operación de las obras que Pemex tenga en zonas próximas a los poblados o incluso dentro de las mismas poblaciones. Esta revisión debería de realizarse conjuntamente con los habitantes de las comunidades, las autoridades de Protección Civil municipales y estatales y Pemex.

En donde se encuentren asentamientos con características similares a las que presentaba el Sitio 1, antes de la catástrofe, proponer medidas adecuadas para prevenir un evento similar al ocurrido.

En relación al Sitio 2 se pueden tomar algunas medidas que podrían disminuir e incluso llegar a detener el proceso de asentamiento del talud. A continuación se mencionan:

1. Instalación de un sistema de drenes del subsuelo mediante la introducción de tubos de PVC que deberán tener orificios en la parte superior, de tal manera que capten el agua contenida en el subsuelo y le den salida. Con la finalidad de que los orificios de los tubos no se tapen, se sugiere que éstos estén rodeados por grava, tepezil o tezontle mediante una tela de gallinero y amalgamada con cal (figura 22). Adicionalmente se integrarán canales de drenaje superficial a lo largo de las grietas, de tal manera que se impida al máximo la infiltración del agua. El modelo propuesto en la figura 22 puede ser aplicado a otros sitios con características similares.
2. Inyecciones de cal diluida en agua podrían también ayudar a disminuir los factores que inducen el deslizamiento. Métodos como éste han resultado exitosos en otras partes con climas similares, como es el caso de los deslizamientos ocurridos en Río de Janeiro en los años de 1966 y 1967 (Jones, 1973). La cal tiende a absorber el agua y además produce un efecto cementante en el suelo. En la medida que disminuya el

contenido de agua en el suelo, las fuerzas de resistencia y por consiguiente la estabilidad del terreno, aumentarán.

Respecto al Sitio 3, se requiere de un conteo detallado de las casas y edificaciones que están bajo riesgo. El área de peligro se ubica en la base de un cerro cuyas características de pendiente y tipo de suelo inducen su deslizamiento; por ello es necesario realizar trabajos de drenaje similares a los planteados para el Sitio 2. Sin embargo, en este caso se requiere de un estudio geomorfológico-geológico detallado que incluya una cubicación del material de talud existente sobre el cerro. Una de las probables alternativas que podría surgir de estos estudios sería la remoción, con maquinaria, del material de talud susceptible de deslizarse.

Vicente Guerrero

Durante los meses de junio y julio de 2002 se registró una serie de aguaceros de intensidad extraordinaria en el sur del estado de Veracruz, los cuales causaron diversos daños e inundaciones en esta región. Una de las comunidades afectadas, en donde ocurrieron deslizamientos de terreno, fue la de Vicente Guerrero.

Esta congregación se localiza aproximadamente 50 km al sureste de Hidalgotitlán (cabecera municipal), a una altura que varía entre los 20 y 30 msnm. De acuerdo con la clasificación de Ortega *et al.* (1992) el área se encuentra dentro de la provincia geológica de la Cuenca Deltáica de Veracruz, la cual se caracteriza por tener lomeríos suaves, cerros aislados y amplios valles de inundación. Las alturas máximas promedio varían entre los 200 y 500 msnm y las mínimas entre los 10 y 50 msnm. Desde el punto de vista hidrográfico, se ubica

dentro de la cuenca del río Uxpanapa, que a su vez pertenece a la cuenca del río Coatzacoalcos (figura 23).

Las rocas predominantes en el área son lutitas y areniscas del Terciario Medio y Superior, las cuales se presentan en secuencias alternantes de estratos delgados a medios. Las capas se encuentran intensamente plegadas, por lo que presentan inclinaciones con planos que varían entre los 20 y 30°. Estas rocas forman los cerros más elevados; los valles y zonas planas se encuentran rellenos de material aluvial como arena, limo y arcilla. Las laderas de los cerros están conformadas por un material resultante del intemperismo de las rocas, el cual es fácilmente removido por los escurrimientos de agua y depositado en la base de los cerros como depósitos de talud.

La comunidad de Vicente Guerrero se ubica en el flanco sureste del cerro Nanchital. De las partes altas de este cerro bajan arroyos y drenajes que captan agua especialmente durante la temporada de lluvias, a lo largo de uno de estos cauces que desciende hasta cruzar la parte norte de la población es donde han ocurrido los deslizamientos. El desnivel entre la zona del deslizamiento y la población de Vicente Guerrero es de aproximadamente 50 m, estimándose una pendiente de entre 30-40%. La zona de despegue del deslizamiento es un semicírculo de alrededor de 60 m de longitud. En el momento de la visita se midió un escarpe en la cabecera de aproximadamente 12 m (figura 24).

El material removido está constituido por suelos limosos y arcillosos (muy plásticos) con bloques de roca (lutita y arenisca) producto del intemperismo de las rocas subyacentes. La superficie de deslizamiento es el contacto entre el plano de inclinación de las rocas y el material alterado, lo cual favorece la inestabilidad del material.

Según comentarios de los habitantes, en esta área han ocurrido deslizamientos con anterioridad, los cuales han alcanzado la base del cerro próximo a la zona habitada.

Una observación sobre el terreno indica, efectivamente, la ocurrencia de deslizamientos en el pasado reciente (figura 25).

El curso del cauce que desciende del cerro Nanchital, a lo largo del cual han ocurrido los deslizamientos, representa un peligro especialmente para la parte norte de la población de Vicente Guerrero, ya que la parte sur se encuentra sobre una zona topográficamente más elevada.

Durante la visita de reconocimiento de campo se contaron un total de 18 casas que se encuentran dentro de la zona de más peligro. Con la finalidad de que las personas de la comunidad midieran periódicamente el movimiento del deslizamiento, se dejaron dos estacas a cada lado de la grieta formada.

A continuación se mencionan las recomendaciones que se sugirieron como resultado de la visita al sitio:

- Proceder a la reubicación de las 18 familias que se localizan dentro del curso del arroyo.
- Continuar con el monitoreo de la grieta usando las marcas dejadas y los formatos para tal efecto.
- Conservar la cubierta vegetal existente y, de ser posible, sembrar más árboles en el área.
- Realizar un estudio de nivelación en el pueblo que permita conocer con más detalle las áreas susceptibles de ser afectadas por futuros deslizamientos.
- Realizar, mediante un previo estudio técnico, obras de drenajes superficiales que ayuden a disminuir la cantidad de agua infiltrada en el suelo.

Cerro del Borrego

En la región de Orizaba-Córdoba es común la ocurrencia de fenómenos de caída de bloques y detritos derivados de los cerros que rodean a estas ciudades. El 1° de agosto de 2005 se realizó una visita de reconocimiento a la localidad conocida como Cerro del Borrego, la cual constituye una prominente elevación topográfica dentro de la zona urbana de la ciudad de Orizaba. Su altura máxima es de 1 540 msnm y su base a nivel de la calle se ubica a 1 260 msnm, lo que representa un desnivel de 280 m en una distancia horizontal de aproximadamente 200 m. Con las cifras anteriores se estima una pendiente promedio de 70% (figura 26).

La geología predominante en esta región está conformada por calizas y lutitas del Cretácico Superior y forma parte de la provincia geológica del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, de acuerdo con la clasificación de Ortega Gutiérrez *et al.* (1992).

Las rocas que constituyen el Cerro del Borrego son calizas estratificadas, plegadas e intensamente fracturadas con evidentes signos de disolución kárstica. Estas estructuras favorecen la formación de bloques de diversas dimensiones, los cuales son propensos a rodar pendiente abajo, predominando tamaños que varían entre 1 y 6 m de diámetro.

Este proceso ha sido una constante a lo largo de los últimos años, destacando en particular una caída que tuvo lugar en el año de 1999. Los bloques caídos en esa ocasión están aún en su sitio y varios de ellos pueden observarse en los patios traseros de las casas. Los tamaños varían entre 1 y 4 m y sus pesos pueden oscilar entre algunos cientos de kilogramos hasta 5 o 10 toneladas (figura 27).

La posición inclinada de los estratos, su intenso fracturamiento y lo elevado de la pendiente son factores que favorecen

la inestabilidad del talud y la caída de bloques sueltos de roca (figura 28). Esta predisposición se ve acentuada por la alta precipitación pluvial que ocurre en el área. En este caso, el agua es un factor determinante que erosiona y altera las uniones entre bloques, provocando que éstos pierdan cohesión y, por consiguiente, propicien su caída por rodamiento. Otro factor inductor de este proceso puede ser la ocurrencia de sismos e incluso, en menor medida, las vibraciones producidas por los vehículos pesados que circulan por las avenidas cercanas.

Considerando las dimensiones del derrumbe ocurrido en 1999 y la superficie afectada, se estima que al menos 20 predios con sus respectivas edificaciones localizadas en la base del cerro se encuentran en la zona de alto peligro (figura 26).

Es difícil predecir en qué momento pueda ocurrir otro derrumbe de bloques de roca; sin embargo, de acuerdo con las condiciones observadas, es de esperarse que un fenómeno de esta naturaleza pueda presentarse nuevamente. El peligro mayor está representado por el rodamiento de bloques individuales pendiente abajo. Uno solo de estos bloques es capaz de causar daños de consideración, que pueden ser desde la afectación a las viviendas hasta heridas de consideración e incluso la muerte de alguno de sus habitantes. Por tal motivo, se considera que este caso es de alta prioridad en aspectos de protección civil.

San Martín

Como resultado de la temporada de lluvias 2004, ocurrieron una serie de asentamientos y deslizamientos de tierra dentro del municipio de La Perla. El día 12 de octubre se realizó una visita a la comunidad de San Martín, la cual se localiza 5 km en línea recta al norte de la cabecera municipal, a una altura de 2 110

msnm. El acceso es a través de un camino de terracería que pasa por las poblaciones de El Zapote y Cumbre del Español, con un recorrido total de aproximadamente 15 km (figura 29). En el momento de la visita a la comunidad, se estimó un número de aproximadamente 25 a 30 viviendas todas hechas con materiales como madera y techos de lámina de cartón, además cuentan con una edificación pequeña hecha de tabique y material resistente destinada para la escuela.

Con base en datos de precipitación total anual, el área se ubica dentro de una zona considerada como intensamente lluviosa, con promedios por encima de los 1 800 mm (Tejeda-Martínez *et al.*, 1989). A escala regional la zona forma parte del flanco sur del volcán Citlaltépetl y presenta una morfología accidentada con pendientes muy pronunciadas. La comunidad de San Martín se ubica sobre el flanco este del cerro del mismo nombre, el cual presenta una pendiente promedio de 20 a 30% (figura 30).

Los arroyos superficiales fluyen sobre barrancas profundamente disectadas y escurren hasta unirse con el río Metlac, perteneciente a la cuenca del río Blanco.

Las rocas predominantes en el área son calizas y lutitas del Cretácico Medio y Superior, las cuales constituyen la mayor parte de los cerros de esta zona y forman el basamento de los depósitos volcánicos derivados del volcán Citlaltépetl y de pequeños conos de escoria localizados en los alrededores.

Los materiales volcánicos están constituidos por depósitos piroclásticos tanto de caída como de flujo. Éstos fueron depositados sobre los estratos inclinados de las calizas y lutitas, condición que aunada a las características texturales de los depósitos les confiere una alta inestabilidad. Se estima un espesor promedio de 15 m para estos depósitos.

Según comentarios de los pobladores de la comunidad de San Martín, el fenómeno de deslizamiento ha ocurrido de ma-

nera constante aunque lentamente durante los últimos 20 o 30 años. Esta situación ha obligado a varios de ellos a cambiar la ubicación de sus viviendas hacia las partes bajas de la ladera. En diferentes sitios se observan asentamientos que varían entre 2 a 3 metros.

Los deslizamientos de tierra en este lugar están condicionados por los siguientes aspectos:

- Los materiales volcánicos descansan directamente sobre las capas inclinadas de lutitas, las cuales están formadas por un tipo de arcilla que bajo condiciones de saturación de agua se comportan como una auténtica superficie de deslizamiento. Estas rocas tienden a ser impermeables, por esta razón retienen gran cantidad de agua a lo largo de su superficie.
- La pendiente del terreno, por ser casi igual a la pendiente de las capas de caliza y lutita, induce el deslizamiento del material volcánico sobreyacente.
- El proceso de deslizamiento se incrementa durante la temporada de lluvias, ya que el exceso de agua incrementa la presión de poro en el material volcánico, lo cual produce una pérdida de cohesión.
- Los cortes que se realizaron para la construcción del camino de acceso han acelerado este proceso, aunque no se puede decir que sean la causa más importante de los deslizamientos.

Estos deslizamientos han provocado asentamientos que se observan principalmente sobre el camino de acceso a la comunidad y son el resultado del mismo proceso de reptación de la ladera, el cual genera esfuerzos de tensión en el suelo que inducen la formación de grietas (figura 31).

Actualmente una parte considerable del agua de lluvia se infiltra a través de las grietas, que al encontrar la capa de lu-

titas impermeables sigue su camino pendiente abajo, saliendo de nuevo a la superficie en diferentes puntos localizados en la población. Este proceso incrementa aún más la condición de inestabilidad del material volcánico sobreyacente.

Los antecedentes que se tienen en la comunidad acerca de la existencia de deslizamientos y asentamientos constantes en años pasados hace pensar que estos procesos pueden continuar, además, de acuerdo con las condiciones geológicas de las rocas y materiales sobre los que ocurren los deslizamientos, se puede concluir que existen condiciones favorables para que éstos se aceleren, especialmente en años con altas intensidades de precipitación.

Las características de los materiales afectados dificultan la realización de alguna obra que pudiera estabilizar el deslizamiento de la ladera. Se descarta la construcción de muros de contención ya que incrementarían el peso sobre la ladera. La única posibilidad de que éstos fueran útiles sería si se desplantaran sobre las capas de caliza subyacente. Sin embargo, esto implica la remoción de grandes volúmenes de material y por consiguiente costos muy elevados.

Con los aspectos descritos con anterioridad, se puede concluir que la comunidad de San Martín está en una zona de muy alto peligro, ya que se ubica sobre el curso que tomaría un probable derrumbe o deslizamiento de tierra de mayores proporciones a los que hasta ahora se han observado. Las consecuencias de un evento de esta naturaleza podrían ser fatales para la mayor parte de los pobladores.

Si se toma en consideración el tamaño de la población y las características constructivas de las casas, se recomienda la reubicación del poblado. Esta medida, además de garantizar la seguridad de los habitantes, representa una mejor opción en cuanto a costos si se compara con la realización de cualquier

obra constructiva, por ejemplo, muros de contención, la cual no garantizaría la seguridad de los pobladores.

Valsequillo

Durante la temporada de lluvias del año 2005 se realizó una visita de reconocimiento a esta población, en donde se reportó un caso de desprendimiento de rocas que afectó un número importante de casas habitación.

La comunidad de Valsequillo (20° 10' 30" N; 97° 14' 00' W) se localiza aproximadamente 30 km al SSE de la ciudad de Papantla, cabecera municipal, a una altura de 200 msnm (figura 32). Se encuentra sobre una meseta constituida por rocas basálticas de origen volcánico de edad Terciario Superior. La extensión superficial de este derrame de lava supera los 200 km² y se extiende hacia el vecino estado de Puebla, en donde muy probablemente se localice su fuente de emisión.

La morfología de esta región está constituida por mesetas alargadas separadas por valles amplios con una orientación predominante de NE a SW. Los límites de las mesetas están formados por escarpes abruptos de pendientes muy pronunciadas, mientras que las zonas de valle se caracterizan por lomas suaves y redondeadas (figura 32).

Una de las características de las coladas de lava como la de Valsequillo es que al enfriarse, posteriormente a su emplazamiento, tienden a formar fracturas que por lo regular suelen ser paralelas a la dirección de flujo, las cuales se acentúan en los límites laterales del depósito. Como consecuencia de este fracturamiento producido por enfriamiento, en los bordes de la meseta ocurre el desprendimiento de bloques, así como el asentamiento de masas de roca a lo largo de la traza de las fracturas. El mecanismo que

genera este proceso es la fuerza de gravedad, por lo que se manifiesta en la ocurrencia de fallas de tipo normal, el cual es un fenómeno estrictamente de características locales (figura 33).

El poblado de Valsequillo está limitado al poniente por un escarpe que constituye el borde occidental de la meseta de basalto. Es justamente en este escarpe sobre el cual se ha desarrollado la falla gravitacional. Ésta tiene una orientación de N20°W con una extensión aproximada de 200 m. En el momento de la visita se midió una separación de 5 m con una profundidad aproximada de 25 m, la cual puede ser que corresponda con el espesor total del depósito de lava.

Aproximadamente 10 casas son las que están en zona de alto peligro, ya que se encuentran a una distancia variable entre 5 a 8 m del límite del escarpe de la falla. Una de estas casas ya está totalmente destruida y es muy probable que el avance del escarpe pueda afectar al resto de las construcciones.

La recomendación en este caso fue la realización de un censo de las casas que se encuentran en la zona de alto peligro para su reubicación inmediata, así como el acordonamiento de la zona de falla para evitar accidentes personales.

III. FLUJOS DE LODO E INUNDACIONES

Este tipo de fenómenos posee una gran capacidad destructiva, tiene determinados periodos de recurrencia de acuerdo con su magnitud y sucede predominantemente durante las temporadas de lluvia. Están muy relacionados con los procesos de remoción en masa descritos en el punto anterior, de hecho, los deslizamientos de laderas constituyen una de las principales fuentes de aporte para la formación de los flujos de lodo, de ahí que se consideren como peligros geológicos. El derrumbe de un talud sobre un curso de agua puede formar una represa, la cual, de llegar a romperse, ocasionaría un flujo formado por la mezcla de tierra, agua y material rocoso. Estos fenómenos representan un peligro latente para las poblaciones localizadas aguas abajo del sitio del taponamiento.

Las avenidas extraordinarias son por lo general el resultado de lluvias de gran intensidad, esto es, una gran cantidad de precipitación pluvial con tiempos de duración relativamente cortos. Ocurren de forma predominante en cuencas formadas sobre rocas y suelos de baja permeabilidad (cuencas de respuesta rápida), las cuales al no permitir la infiltración provocan que el agua fluya mayoritariamente sobre la superficie en un régimen turbulento de alta velocidad y gran capacidad erosiva.

Entre los factores más importantes que contribuyen a la generación de avenidas extraordinarias de agua pueden mencionarse los siguientes:

- *Intensidad de lluvia.* Altura de la lámina de precipitación (> 30 mm) por unidad de tiempo (generalmente periodos menores a 12 horas).
- *Pendiente del cauce.* Caída vertical del cauce en una distancia horizontal determinada.
- *Forma, tamaño e irregularidad del cauce.* En los tramos rectos y encañonados la velocidad aumenta.
- *Caudal.* Es el volumen de agua que atraviesa una determinada sección del cauce en la unidad de tiempo. Se determina multiplicando el área transversal del cauce por su velocidad y las unidades suelen darse en m³/s.

Un método muy utilizado para cuantificar la velocidad de respuesta de una cuenca consiste en la determinación de ciertos parámetros físicos tales como el orden y la densidad de corriente. El orden es una medida del número de bifurcaciones que presenta un cauce. La densidad es el número de escurrimientos perennes e intermitentes por unidad de área. Un orden de corriente alto y una densidad elevada reflejan una cuenca altamente disectada, que responde rápidamente a una tormenta.

Los flujos de detritos pueden considerarse como casos extremos dentro de las avenidas extraordinarias. Su impacto está en función de la carga de sedimentos disueltos y las propiedades de viscosidad que esta mezcla confiere al fluido resultante. Para referirse a las partículas individuales se usa la siguiente terminología de acuerdo con su tamaño de grano: arcilla (<0.004 mm), limo (0.004-0.0625 mm), arena (0.0625-2 mm), gránulos (2-4 mm), guijarros (4-64 mm), cantos (64-256 mm) y bloques (>256 mm).

Los flujos de detritos y sus depósitos tienen un carácter bimodal, esto es, están formados por partículas de tamaño grueso (guijarros, cantos y bloques), dispersos o “flotando” en una

matriz formada por partículas finas (arcilla, limo y arena). El término flujo de lodo se refiere a una mezcla de agua, limo y arcilla (Scott *et al.*, 2001).

Una clasificación propuesta por Pierson y Costa (1987), basada en la concentración de sedimentos en el agua y la resistencia del fluido a los esfuerzos cortantes (en este caso la fuerza de gravedad), divide a los flujos de detritos en cuatro categorías:

1. Flujo de corriente. Se define como agua corriente con una concentración lo suficientemente pequeña de sedimentos que no afecta el comportamiento fluido del líquido.
2. Flujo hiperconcentrado. Es una mezcla fluida de agua y sedimentos (mayoritariamente limos y arcillas) que presenta ya una resistencia cuantificable a los esfuerzos cortantes, pero que todavía se mueve como un fluido (también se les llama flujos cohesivos).
3. Flujo pastoso. Es la mezcla agua-sedimento que tiene la suficiente resistencia a los esfuerzos cortantes como para presentar un comportamiento de flujo plástico, forma frentes con pendientes pronunciadas, lóbulos y bordos laterales, además es capaz de transportar partículas de grava en suspensión.
4. Flujo granular. Ocurre cuando la concentración de sedimentos se incrementa al punto en que la masa en movimiento prácticamente pierde sus propiedades de fluido debido a la interacción entre las partículas individuales.

Como puede deducirse de la clasificación anterior, los flujos de detritos y corrientes de lodo aumentan su potencial destructivo entre mayor sea la concentración de sedimentos que transportan. En general tienden a desplazarse por los cauces naturales de los ríos y es común que se salgan de su curso, en especial al

llegar a las partes bajas de los valles más abiertos en donde tienden a formar abanicos aluviales.

Un caso particular en los flujos de detritos es aquel que se genera en las laderas de los volcanes, ya sea por actividad volcánica, por exceso de lluvias o por el rompimiento súbito de diques naturales. Estos flujos generados exclusivamente en zonas volcánicas reciben el nombre de “lahares”.

Las inundaciones son el resultado de un exceso de agua derivada de lluvias prolongadas, desbordamiento de ríos, formación de diques a lo largo de corrientes que impidan el libre curso del agua y su posterior rompimiento o por el ascenso del nivel medio del mar. De acuerdo con el *Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana* (Cenapred, 2000), entre los factores que inducen la ocurrencia de inundaciones están los siguientes: distribución espacial de la lluvia, la topografía del terreno, las características físicas de los ríos y arroyos, las formas y longitudes de los cauces, el tipo de suelo, la pendiente del terreno, la cobertura vegetal, el uso del suelo, la ubicación de presas y la elevación de bordos a lo largo de los ríos. Las inundaciones están clasificadas dentro de los peligros hidrometeorológicos y ocurren predominantemente asociadas con la entrada de ciclones tropicales a las zonas continentales.

A continuación se describen dos casos cuyas consecuencias fueron catastróficas.

Costa Esmeralda

Como resultado de las intensas lluvias que se registraron durante los primeros días del mes de octubre de 1999, una vasta región del centro y norte del estado de Veracruz se vio afectada por eventos relacionados con deslizamientos de laderas en las

zonas serranas, así como inundaciones en las partes bajas, especialmente aquellas próximas a las costas.

Tal fue el caso de la región conocida como Costa Esmeralda, la cual abarca una longitud de aproximadamente 60 km de litoral entre las poblaciones de Casitas y Tecolutla, en la zona centro-norte del estado de Veracruz (figura 34).

De acuerdo con la clasificación de provincias geológicas de Ortega *et al.* (1992), esta región se encuentra dentro del Miogeoclinal del Golfo de México, el cual incluye rocas sedimentarias marinas del Terciario Superior formadas por secuencias alternantes de lutitas y areniscas. En las proximidades de la ciudad de Poza Rica y al sur del río Nautla, las rocas sedimentarias están cubiertas por rocas ígneas extrusivas del Cuaternario.

Las lluvias más intensas se registraron entre el 4 y el 8 de octubre de 1999 en las zonas serranas de Puebla y Veracruz ubicadas al poniente de las ciudades de Poza Rica, Papantla y Martínez de la Torre. Como resultado de esta intensa precipitación, grandes volúmenes de agua se concentraron y escurrieron pendiente abajo principalmente por las cuencas de los ríos Cazonas, Tecolutla y Nautla, las cuales son consideradas como cuencas de respuesta rápida debido a las propiedades de impermeabilidad de las rocas (figura 34).

De acuerdo con Lugo-Hubp *et al.*, 2005, la extraordinaria precipitación pluvial fue provocada por una depresión tropical que se mantuvo semiestacionaria durante dos días, frenada por el frente frío número 5 de la temporada. Estos autores mencionan que durante los últimos días del mes de septiembre hubo lluvias constantes que provocaron un alto grado de saturación de agua en los suelos, y durante los primeros días de octubre la lluvia sobrepasó considerablemente los valores mensuales promedio. Estaciones ubicadas en localidades de la sierra norte de Puebla como Zacapoaxtla, Teziutlán y Huachinango regis-

traron valores superiores a los 500 mm de precipitación, lo cual indica que en tan sólo 4 días llovió más de 50% de lo que llueve en promedio en un año.

Esta extraordinaria cantidad de agua provocó la saturación y pérdida de cohesión de los suelos que constituyen las paredes de los valles en las zonas altas y medias de las cuencas (figura 35), con la consecuente formación de corrientes de lodo e inundaciones en las partes bajas próximas a las desembocaduras de los ríos.

Los daños fueron de consecuencias catastróficas para la región de Costa Esmeralda; poblaciones como Vega de Alatorre, Nautla, San Rafael, Casitas, Gutiérrez Zamora, Tecoluta y una gran cantidad de poblaciones menores asentadas dentro de los valles fueron severamente afectadas, las pérdidas humanas y materiales fueron cuantiosas. Este fenómeno ha sido considerado como una de las peores catástrofes producidas por el agua en los últimos 50 años en el estado de Veracruz (figura 36). La zona afectada abarcó también una amplia porción de la sierra norte del estado de Puebla (Lugo-Hubp *et al.*, 2005), en donde ocurrió una gran cantidad de deslizamientos de tierra, los cuales bajaron por los cauces como flujos de lodo hiperconcentrados.

Río Chiquito

Durante los días 4 y 5 de junio de 2003 ocurrieron intensas lluvias en las partes medias (aproximadamente entre los 4 000 y 2 500 msnm) del flanco S-SE de los volcanes Pico de Orizaba y Sierra Negra. Como resultado del exceso de lluvia se originaron fuertes avenidas de agua mezcladas con lodo y sedimentos que bajaron a gran velocidad por los arroyos que forman la sub-

cuenca del río Chiquito, las cuales provocaron cuantiosos daños a su paso por zonas habitadas, incluyendo importantes instalaciones de infraestructura petrolera. Localmente, los habitantes usan el nombre de “barrancada” para referirse a este tipo de fenómenos, lo cual sugiere que son recurrentes en periodos relativamente cortos.

El río Chiquito pertenece a la cuenca del río Blanco, el cual drena sus aguas hacia el Golfo de México. En sus partes altas e intermedias presenta pendientes máximas aproximadas de 10-15% y pendientes medias de 4-5 por ciento.

Es una subcuenca moderadamente ramificada (orden 3-4) que nace en el flanco sur del Citlaltépetl a una altura de 3 700 msnm. Desde su nacimiento tiene una dirección de flujo N-S, hasta que llega al valle formado entre La Balastreira y Ciudad Mendoza, en donde adquiere una dirección W-E. Antes de llegar al valle recibe los nombres de Barranca del Muerto en la zona intermedia-alta (4 000 a 2 500 msnm) y Barranca El Infiernillo en la parte intermedia (aproximadamente entre 2 500 y 2000 msnm) de la subcuenca (INEGI, 1995a) (figura 37).

Presenta dos patrones principales de drenaje, uno de tipo paralelo que ocurre en la zona intermedia-alta, en donde predominan los materiales piroclásticos y derrames de lava, y otro perpendicular, que ocurre en los tributarios que bajan de los cerros formados por calizas cretácicas en la zona intermedia.

El ancho promedio del cauce efectivo varía entre 10 y 15 m en la zona intermedia-alta, 20 y 25 m en la zona intermedia y 10 a 15 m en la zona baja. Los valles de inundación pueden abarcar varios cientos de metros en esta última.

Sobre el valle aluvial formado por la red hidrológica que desciende del Pico de Orizaba se encuentran los municipios de Río Blanco, Nogales y Ciudad Mendoza (figura 37). Dentro de este

corredor urbano se estima que habita una población aproximada de 200 000 habitantes (INEGI, censo de 2000). Además se localiza una gran cantidad de industrias de diversos ramos de la producción y es atravesado por una costosa infraestructura tal como ductos de Pemex y líneas de alta tensión de la CFE.

La región comprendida entre Orizaba y Ciudad Mendoza constituye una zona de confluencia entre dos provincias geológicas del país, la Sierra Madre Oriental (SMO) y la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Las rocas pertenecientes a la SMO son calizas y lutitas estratificadas del Cretácico Superior (INEGI, 1994) que constituyen grandes barreras topográficas con alturas máximas que varían aproximadamente entre 3 000 y 1 500 msnm. Estratigráficamente estas rocas conforman el basamento pre-volcánico de la zona. Se encuentran plegadas y falladas con planos orientados en dirección NW-SE. Un patrón de fracturamiento perpendicular (NE-SW) condiciona la red de drenaje en las calizas (INEGI, 1994).

Las rocas y materiales pertenecientes a la FVTM son depósitos piroclásticos y lavas del Cuaternario emitidos en su mayoría por los volcanes Citlaltépetl y Sierra Negra. En la zona intermedia-alta hay un predominio de depósitos piroclásticos de flujo y en menor cantidad de caída, los cuales fueron producidos por erupciones pasadas de ambos volcanes.

Los depósitos relacionados con eventos de tipo lahar y flujos de lodo y escombros ocurridos en el pasado son abundantes en esta zona y están asociados con erupciones volcánicas o con lluvias torrenciales durante la historia reciente del volcán Citlaltépetl. En algunos sitios cubren discordantemente a las rocas calcáreas del Cretácico y en el caso de los flujos piroclásticos y lahares, tanto las barrancas del río Chiquito como las que conforman toda la red de drenaje han servido de cauce en más de una ocasión para su emplazamiento.

Aproximadamente entre las cotas 4 500 y 2 500 msnm hay abundancia de depósitos piroclásticos y epiclásticos no consolidados cuyos tamaños de grano varían desde bloques de varios metros de diámetro (movidos por rodamiento) hasta gravas, arenas, limos y arcillas, que son transportados por arrastre, suspensión y disolución. Es en esta zona donde se localizan las fuentes de aporte del material que mezclado con el agua forma los flujos de escombros o “barrancadas”.

El evento disparador de los flujos de lodo y detritos fue una lluvia extraordinaria ocurrida hacia el mediodía o tarde del jueves 5 de junio de 2003, aunque se sabe que había empezado a llover desde uno o dos días antes. La consecuencia en forma de flujos de lodo y detritos llegó a la zona del valle alrededor de las 6 de la tarde del mismo día.

No se dispone de mediciones precisas de precipitación en las zonas alta e intermedia del flanco sur del Citlaltépetl y Sierra Negra para el 5 de junio de 2003. De acuerdo con declaraciones de la Comisión Nacional del Agua emitidas a la prensa, la precipitación estimada de ese día fue de 260 mm, lo que ocasionó gastos del orden de 350 m³/s (*El Mundo de Orizaba*, 11 de junio de 2003).

El sitio de mayor impacto fue en La Balustrera (figura 37). Ahí el flujo de lodo y detritos, además de sobrepasar la autopista y las vías del ferrocarril, invadió gran parte de la población y, lo más grave, golpeó y rompió uno de los ductos de gas de Pemex que pasa sobre el cauce del río provocando un incendio que calcinó cientos de metros a la redonda (figura 38). En La Balustrera hubo pérdida de vidas humanas y heridos por quemaduras, además de daños materiales cuantiosos. El nivel máximo promedio del agua en la zona habitada de La Balustrera fue de 0.80 metros.

En Ciudad Mendoza, la zona afectada fue la parte NE de la ciudad (límitrofe con el municipio de Huiloapan de Cuauhté-

moc), que es la más próxima al cauce del río Chiquito, justo después de que pasa por un túnel por abajo de la autopista federal. Aquí ocurrió un deceso por ahogamiento y las pérdidas materiales fueron totales en las viviendas localizadas a un lado del cauce y parciales en aquellas asentadas en la planicie de inundación (figura 39). En los lugares más próximos al cauce, como es el caso del jardín de niños Gabriela Mistral, la altura del flujo de lodo alcanzó 2 m. En el resto de la zona inundada, que abarca hasta la avenida Ferrocarril Mexicano, las alturas variaron desde pocos centímetros hasta 1.5 m máximo.

En Nogales, la zona más afectada fue el sur de la ciudad. En ese lugar el río Chiquito cruza nuevamente la autopista federal a través de un túnel. El flujo inundó la autopista y causó pérdidas totales en las casas localizadas a un lado del cauce. Otro efecto importante fue el total anegamiento y asolvamiento de la laguna de Nogales que se encuentra sobre la margen izquierda del río.

Las alturas máximas medidas en la zona inundada son de 2.55 m en el paso a desnivel bajo la autopista, 2 m en la laguna y 1.5 m en el puente de la avenida principal. Un estudio más detallado acerca de las características granulométricas del flujo y las zonas inundadas fue publicado recientemente por Rodríguez *et al.*, 2006.

Una de las conclusiones que se desprende del análisis del evento del 5 de junio es la gran vulnerabilidad a la que está expuesto un sector importante de la zona urbana e industrial ubicada entre Orizaba y Ciudad Mendoza-La Balustrera ante fenómenos de precipitación pluvial extraordinaria, especialmente como el que ocurrió en las zonas intermedia e intermedia-alta del flanco sur del Citlaltépetl.

Es importante realizar un análisis detallado de las zonas en donde se distribuyen las viviendas y obras de infraestructura,

en particular aquellas ubicadas sobre el cauce de los ríos. Es de fundamental importancia la realización de obras preventivas, especialmente en las zonas altas de los cauces, con la finalidad de aminorar y controlar la fuerza de los flujos de agua y escombros que con seguridad se generarán en el futuro.

IV. HUNDIMIENTOS DE TERRENO

Los hundimientos de terreno se caracterizan por ser movimientos cuya componente predominante es vertical, pueden ser rápidos o lentos, de acuerdo con las características del material sobre el que se desarrollen. Los rápidos suelen ocurrir por colapso en los techos de cavidades subterráneas formadas en roca sólida, los lentos son más comunes en suelos limo-arcillosos que responden a cargas excesivas o extracción de agua del subsuelo con el consecuente descenso en el nivel freático.

Los hundimientos provocados por colapso de cavidades subterráneas en roca sólida son los más comunes en el estado de Veracruz. Por lo general son de origen natural y dependen principalmente de factores tales como el volumen y la forma de las cavidades, así como del espesor, resistencia y comportamiento mecánico de los materiales suprayacentes. También pueden ser inducidos o acelerados por factores antrópicos tales como la edificación de construcciones pesadas sobre las cavidades, la descarga de drenajes urbanos de aguas negras o pluviales y la explotación de rocas utilizadas como materiales de construcción.

Las cavidades o cavernas pueden formarse de manera natural en rocas carbonatadas de origen sedimentario, como por ejemplo las calizas; también es común encontrarlas en rocas volcánicas tales como los derrames de lava de composición basáltica. Una de las ramas de las ciencias de la Tierra que se dedica al estudio del origen y características físicas de las cavidades subterráneas es la espeleología.

A continuación se describen brevemente los principales procesos que actúan en la formación de cavernas y las rocas en las que se encuentran:

Rocas sedimentarias carbonatadas. Unas de las rocas de origen sedimentario más abundantes en la naturaleza son las calizas, llamadas así porque han sido la materia prima para la fabricación de la cal a través del proceso de calcinación (Huang, 1968). El principal mineral constituyente de estas rocas es la calcita, cuya composición química es CaCO_3 (carbonato de calcio).

En la naturaleza, la calcita es disuelta a través de un proceso de intemperismo químico conocido como hidrólisis, que es parte del ciclo hidrológico y consiste en que el agua al absorber el CO_2 (bióxido de carbono) contenido en la atmósfera y los suelos tiende a formar un ácido relativamente débil conocido como ácido carbónico, el cual produce una reacción química reversible que puede expresarse de la siguiente manera:



La disolución de las calizas está controlada principalmente por la adición o pérdida de bióxido de carbono y la existencia de grandes cantidades de agua en el subsuelo. Además de la presencia de CO_2 en la atmósfera, la actividad biológica de la vegetación es uno de los grandes productores de este compuesto; por lo tanto, en las regiones con una densa cobertura vegetal, especialmente a nivel de las raíces, la reacción química antes mencionada tiende a acelerarse.

Desde un punto de vista geomorfológico, se utiliza el término topografía kárstica o karst para referirse a una región con abundantes manifestaciones de disolución en rocas carbonatadas. Este nombre fue tomado originalmente de la llanura de Kras en Eslovenia, donde dicha topografía está extraordinaria-

mente desarrollada (Tarbuck y Lutgens, 2000). En la actualidad es de uso generalizado en la literatura geológica y geomorfológica a escala internacional.

Las expresiones superficiales de los hundimientos kársticos se conocen como dolinas, las cuales son depresiones generalmente de forma circular o elíptica, estas últimas resultan del alineamiento de varias formas circulares con un claro control estructural asociado con fallas y fracturas en las rocas. La expresión subterránea de la disolución kárstica es la formación de cavernas y ríos subterráneos, de hecho, una de las características de este tipo de morfología es la ausencia o poco desarrollo de drenajes superficiales. La figura 40 muestra un modelo idealizado de la evolución que suele presentar este tipo de estructuras.

Derrames de lava basáltica. Lava es el nombre que se le da a la roca fundida que es emitida a través de un volcán o una fisura sobre el terreno. Una de las clasificaciones químicas más generales de la lava es la que se basa en su contenido porcentual de SiO_2 (óxido de silicio). De acuerdo con esto, se distinguen tres grandes grupos: lavas ácidas (> 66%), intermedias (52-66%) y básicas (< 52%). Dentro de estas últimas se encuentran las lavas basálticas, que se distinguen por tener una mayor temperatura y baja viscosidad, propiedades que le confieren una gran fluidez que, aunado a pendientes pronunciadas, les permite alcanzar grandes distancias a partir de su fuente de emisión, la cual puede ser un volcán escudo de grandes dimensiones, un estratovolcán o los pequeños volcanes monogénéticos o conos de escoria tan abundantes en la Faja Volcánica Transmexicana.

Una de las regiones volcánicas del mundo en donde mejor se han estudiado los flujos de lava basáltica son las islas de Hawái. De acuerdo con las observaciones ahí realizadas, los flujos de

lava se han clasificado en dos tipos principales: pahoehoe y aa. Estas son dos palabras hawaianas que se refieren a las características de rugosidad de la superficie del flujo (Macdonald, 1972).

Los flujos tipo pahoehoe se caracterizan por tener una superficie suave y lobular que forma estructuras acordonadas combadas en la dirección del flujo. Esto se debe a que la fracción superficial se enfría más rápidamente y adquiere un estado semisólido, la corteza así formada se comporta de una manera plástica que se deforma en la dirección del flujo.

En contraparte, los flujos tipo aa tienen una superficie excesivamente rugosa y fragmentada con tendencia a la formación de bloques. La fragmentación de la superficie es el resultado del fracturamiento de una corteza muy viscosa formada durante el enfriamiento mientras que el flujo de lava continúa en su interior, provocando la ruptura y disgregación del material superficial.

Tanto las lavas pahoehoe como las aa pueden formarse en un mismo derrame; además, existe la posibilidad de que ocurra un cambio paulatino del primero al segundo tipo a medida que el flujo avanza.

Una vez que se forma la corteza exterior en un derrame de lava, esta, como cualquier otro tipo de roca, es mala conductora del calor; por tanto, la lava que prevalece por debajo de la corteza puede permanecer caliente y en estado líquido por periodos muy largos (Macdonald, 1972). En la medida en que el aporte de lava siga activo, ésta continuará fluyendo, dando origen a la formación de auténticos conductos que reciben el nombre de “tubos de lava”, a lo largo de los cuales corre la roca fundida a una velocidad que depende de variables tales como la temperatura, viscosidad y pendiente del terreno. Cuando la emisión de magma en el conducto eruptivo cesa al finalizar la erupción o el

flujo de lava es interrumpido debido a un bloqueo en el tubo de lava mismo, el líquido remanente es drenado pendiente abajo quedando un espacio vacío en el lugar que antes estuvo ocupado por la lava fluida.

Los tubos de lava ocurren casi exclusivamente en los flujos tipo pahoehoe y son comunes en los derrames de lava basáltica producidos por los conos de escoria. Su tamaño es muy variable, desde menos de 1 m de diámetro hasta grandes cavernas de más de 30 m de ancho y 15 de altura. Pueden formar una densa red de túneles capaz de conducir la lava a distancias del orden de decenas de kilómetros (figura 41).

Las oquedades producidas por lo general tienden a ser ocupadas por corrientes de agua subterránea, que con sus efectos erosivos pueden causar el desplome de los techos de las cavernas y túneles. Este proceso puede acelerarse debido a actividades antrópicas, como por ejemplo la canalización de drenajes pluviales y de aguas negras, las cargas excesivas, las vibraciones producidas por el paso de tráfico pesado, la extracción de material de construcción, entre otras. Aunque la resistencia del basalto es alta, siempre existe un peligro latente de hundimiento por estas causas.

Súchiles-Tezonapa

La región comprendida entre las poblaciones de Súchiles y Tezonapa se localiza al sureste de la ciudad de Córdoba. De acuerdo con la clasificación de provincias geológicas hecha por Ortega *et al.* (1992) ésta corresponde a una zona de transición entre el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas y la Cuenca Deltáica de Veracruz. La altura promedio sobre el nivel del mar es de 450 m en Súchiles y de 220 m en Tezonapa, ubicándose entre

dos sierras prominentes y de topografía muy accidentada, la sierra de Zongolica al poniente y la sierra de Santa Cruz al oriente. El patrón hidrológico de la zona es complejo, Súchiles se ubica dentro del valle formado por el río Blanco, el cual drena sus aguas hacia la laguna de Alvarado, mientras que Tezonapa pertenece a la subcuenca del río Seco, que drena hacia la presa Miguel Alemán (figura 42).

La geología de esta región consiste de potentes espesores de rocas calcáreas, lutitas y areniscas del Mesozoico, cuya expresión fisiográfica más importante es la sierra de Zongolica. Las rocas sedimentarias que constituyen esta sierra se presentan plegadas y falladas, formando anticlinales y sinclinales con una orientación de NE-SW. Las pendientes pronunciadas están cubiertas por depósitos de talud, mientras que en las partes planas y de pendiente suave predominan suelos de composición calcárea (caliche).

Una de las características más importantes de esta zona es la marcada presencia de topografía kárstica con abundante formación de dolinas. Esto ha generado la existencia de un complejo sistema de drenaje subterráneo que acelera la disolución de las rocas carbonatadas y favorece la ocurrencia de hundimientos y colapsos de terreno en ciertas áreas. Es posible observar diferentes grados de desarrollo kárstico, desde evidencias meramente superficiales conocidas bajo el término de lapiáz, pasando por fisuras, fracturas y cavernas. Estas últimas pueden encontrarse colapsadas, es decir, que su techo se ha derrumbado. En ocasiones es posible observar pilares aislados de caliza, los cuales tienen apariencia de estar desplantados sobre suelo residual, lo cual es indicativo de que esa zona se encuentra dentro de la etapa de senectud del ciclo kárstico de erosión (figura 40).

La zona comprendida entre Súchiles y Tezonapa se encuentra afectada por una serie de dolinas y cavernas colapsadas y

aún sin colapsar (figura 43), y representan un peligro latente para las zonas urbanas de esta región, especialmente en los sitios que tienen edificaciones o en vialidades sobre las que transitan camiones con carga muy pesada. Uno de los factores antrópicos que acelera los procesos de disolución, además de que contribuye de manera determinante a la contaminación del agua subterránea, es que las depresiones y cavernas kársticas en algunos sitios son utilizadas como vertedores o resumideros para drenaje de aguas negras.

Tlapacoyan

Durante los meses de septiembre y octubre del año 2003 se presentaron intensas precipitaciones pluviales en la región de Tlapacoyan y Martínez de la Torre, que ocasionaron daños de diferente magnitud en zonas urbanas, periurbanas y agrícolas. Uno de los efectos que destaca por su impacto en la inestabilidad del suelo y que representó un peligro adicional a las importantes avenidas de agua que se generaron fue el hundimiento parcial del terreno en una zona localizada en la periferia de la ciudad de Tlapacoyan, conocida como Piedra Pinta.

La ciudad de Tlapacoyan se localiza en una zona de transición entre las provincias geológicas del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas y el Miogeoclinal del Golfo de México definidas por Ortega *et al.* (1992). Se encuentra a una altura promedio de 370 msnm, el relieve que la rodea es abrupto, con profundas barrancas divididas por mesetas que presentan inclinaciones hacia el E y NE (figura 44).

El entorno geológico de la región de Tlapacoyan es complejo. Las rocas más antiguas son del Triásico-Jurásico y están forma-

das por una secuencia de capas rojas, conglomerados, areniscas y lutitas, que de acuerdo con López-Ramos (1989) corresponden a las formaciones Huizachal y Pimienta. Sobre estas rocas y en forma discordante se encuentra un potente espesor de calizas del Cretácico Inferior. Estas rocas mesozoicas se distribuyen principalmente al sur y surponiente de Tlapacoyan, en territorio del estado de Puebla. Cubriendo de manera discordante a las rocas sedimentarias del Mesozoico se encuentra una secuencia volcánica y volcanoclástica formada por coladas de lava y material piroclástico y epiclástico (figura 44).

Los hundimientos en la zona de Tlapacoyan se presentan tanto en las rocas calcáreas, debido a procesos de disolución de las calizas, como en las rocas volcánicas, producidos por el colapso de tubos de lava. Es en estas últimas que se describen los hundimientos del terreno ocurridos en esta demarcación.

El área que presenta la mayor cantidad de hundimientos se localiza entre Tlapacoyan y la comunidad de Piedra Pinta, a ambos costados de la carretera que se dirige a la ciudad de Martínez de la Torre (figura 44).

Esta zona está asentada sobre un derrame de lava de composición basáltica. La fuente de emisión de esta lava fue un cono de escoria ubicado al SW de Tlapacoyan, muy cerca del poblado de Platanozapan, conocido como cerro Dos Cerros. El mapa de la figura 44 muestra la distribución de la colada de lava, así como la ubicación de los principales hundimientos. Como puede observarse, prácticamente todos los colapsos se localizan dentro del curso de la colada de lava basáltica.

Aunado a la inestabilidad de las oquedades formadas por los túneles de lava, estas estructuras se caracterizan por ser altamente permeables, comportándose en ocasiones como verdaderos ríos subterráneos. La erosión provocada por la corriente de agua es un factor que acelera el proceso de hundimiento, de ahí

que sea especialmente durante la temporada de lluvias cuando estos fenómenos se presentan con mayor frecuencia.

La localidad de Piedra Pinta era hasta entonces la más afectada, sin embargo, la zona urbana de Tlapacoyan y las colonias de la periferia presentan asentamientos y hundimientos considerables asociados con los derrames de lava y las calizas que se encuentran en la zona.

Uno de los sitios más afectados corresponde a una huerta de cítricos que limita con predios sobre los cuales se asientan casas habitación, aproximadamente frente a la desviación a El Encanto (figura 45). Una de estas casas presentaba daños estructurales de consideración por lo que se recomendó la reubicación de las familias que la habitaban, ya que lo más probable es que este proceso continúe; si bien puede disminuir en época de estiaje, en las siguientes temporadas de lluvia puede acelerarse con consecuencias graves para sus habitantes.

Es recomendable realizar un estudio geológico y geofísico detallado del área que incluya la delimitación precisa de la colada de lava sobre la cual se encuentran los hundimientos, la medición de sus espesores, la zonificación de áreas potencialmente afectables y las casas habitación o infraestructura que se encuentren dentro de éstas.

Este proceso no puede detenerse por medios artificiales o al menos resultaría muy costoso sin garantía de éxito. Lo que sí es posible es evitar que ocurran en el futuro afectaciones de consideración a las personas y a sus bienes.

V. CONSIDERACIONES FINALES

Los casos incluidos en este volumen son sólo algunos ejemplos del impacto que los fenómenos naturales, especialmente aquellos relacionados con el agua, han tenido en las poblaciones, las personas, sus bienes y en la infraestructura durante un periodo de doce años (1993-2005) en algunas regiones del estado de Veracruz. Uno de los objetivos más importantes es el de resaltar la influencia que la mano del hombre, a través de la alteración del entorno, ha tenido para que este impacto se vea amplificado y en muchos casos llegue a ser considerado como una catástrofe. Los asentamientos humanos en sitios no aptos para ese fin, la disposición de residuos sólidos urbanos e industriales en lugares inadecuados, la intensa deforestación de los bosques con la consecuente erosión de los suelos, el uso irracional del agua y su desecho sin control alguno hacia cauces y depresiones naturales, son algunos ejemplos de lo que no se debe hacer.

Si se desea revertir los efectos a futuro de estas prácticas autodestructivas en la sociedad, los pronósticos no son nada halagadores si se tienen en cuenta aspectos como el llamado cambio climático global y el incremento de la población con el consecuente aumento de la demanda de bienes y servicios.

Es urgente un cambio en la forma de concebir a la naturaleza, ya no es posible seguir manteniendo posturas en el sentido de que está sólo al servicio y usufructo de la sociedad. Es importante diseñar programas preventivos que contemplen la

elaboración de mapas de zonificación de peligros y riesgos naturales, para que con base en ellos se pueda planear el crecimiento de los asentamientos humanos, así como la explotación de los recursos naturales.

De no tomarse las medidas preventivas y correctivas necesarias, las catástrofes seguirán ocurriendo, con la particularidad de que cada vez tendrán un mayor impacto.

Es importante promover y desarrollar estudios geológicos, biológicos, ecológicos y en general del entorno natural del estado de Veracruz, de tal manera que se adquiriera un mayor conocimiento de lo que se tiene y sobre todo de lo que se puede perder si no se detiene esta dinámica de alteración y destrucción del ambiente.

Así mismo, es importante la formación de recursos humanos especializados que sean capaces de realizar estos estudios. La interacción con otras áreas del conocimiento, tales como las ciencias sociales, es de fundamental importancia para definir los límites del crecimiento y las afectaciones.

Veracruz es un estado privilegiado en cuanto a su geografía, cuenta con vastas regiones boscosas en las zonas serranas, una gran actividad agrícola en las partes medias y en las zonas costeras se dispone de una importante infraestructura portuaria y pesquera. Sus recursos naturales como los minerales, la fauna y la flora, son de gran importancia a escala no sólo nacional sino mundial. Por estas y otras razones es urgente cuidar este patrimonio natural.

GLOSARIO

Amonita. Molusco fósil que apareció en el Devónico Inferior (Paleozoico) y pobló los mares hasta su abrupta desaparición a finales del Cretácico.

Andesita. Roca volcánica extrusiva formada por el enfriamiento de lava de composición intermedia, generalmente asociada con grandes estratovolcanes.

Anticlinorio. Conjunto de pliegues que forman un anticlinal, el cual es un pliegue de un estrato en forma convexa. Lo opuesto (cóncavo) es sinclinatorio, un conjunto de sinclinales.

Arenisca. Roca sedimentaria muy permeable, formada por la acumulación de fragmentos de tamaño de la arena.

Basalto alcalino. Roca volcánica extrusiva formada por el enfriamiento de lava de composición máfica (Mg y Fe) con alto contenido de álcalis (Na y K). Está asociada con zonas de separación de la corteza terrestre, a lo largo de las cuales ocurre un vulcanismo alcalino.

Calcialcalina. Composición química típica de rocas volcánicas asociadas con procesos de subducción.

Caldera. Estructura volcánica de forma circular cuyo diámetro puede alcanzar varias decenas de kilómetros. Su formación está asociada con erupciones explosivas que producen grandes volúmenes de depósitos piroclásticos llamados ignimbritas.

Complejo batolítico. Conjunto de grandes masas de rocas ígneas formadas por el emplazamiento y cristalización de

magma en zonas profundas de la corteza terrestre. Posteriormente, por procesos tectónicos y erosivos, estos cuerpos quedan expuestos en la superficie.

Conglomerado cuarcítico. Roca sedimentaria formada por fragmentos redondeados del tamaño de la grava de rocas ricas en cuarzo.

Cono de Escoria. Volcán pequeño de forma cónica formado por fragmentos de piroclastos (escoria), expulsados por una chimenea o conducto central. Se forman como resultado de una sola erupción, por lo que también se les conoce como volcanes monogenéticos.

Chimenea volcánica. Conducto a través del cual ocurre el ascenso del magma hacia la superficie.

Domo dacítico. Masa bulbosa de forma cómica de lava viscosa rica en SiO_2 .

Esquistos. Roca metamórfica foliada. Presenta una disposición paralela de minerales del grupo de las micas (por ejemplo biotita, moscovita).

Estratovolcán. Estructura volcánica cónica constituida por una sucesión de estratos formados por derrames de lava y depósitos piroclásticos.

Fechamiento radiométrico. Método de laboratorio para calcular la edad absoluta de las rocas y de los minerales que contienen ciertos isótopos radiactivos.

Filita. Rocas de bajo grado de metamorfismo que se caracterizan por separarse en finas láminas a lo largo de superficies paralelas.

Flujo de detritos. Depósito de flujo piroclástico que se distribuye sobre los cauces de los ríos y valles. Está formado por una mezcla de agua y fragmentos de roca de tamaños que varían desde bloques hasta limos y arcillas. Tienen un alto poder destructivo.

Gabro. Roca volcánica intrusiva formada por la cristalización en el subsuelo de magma de composición máfica rico en Mg y Fe.

Gneis. Roca de alto grado de metamorfismo, con minerales alargados de cuarzo, feldespato y plagioclasa. Tiene un aspecto bandeado característico, producto de la segregación de minerales.

Ignimbrita. Roca volcánica extrusiva vítrica producida por erupciones de alto grado de explosividad. Está formada por fragmentos de pómez, obsidiana y rocas de diferente composición contenidas en una matriz de vidrio.

Intemperismo. Proceso de descomposición física (desintegración) y química (alteración) de las rocas que se encuentran en la superficie terrestre o muy cerca de ella.

Lodolita. Roca sedimentaria de grano muy fino formada por la acumulación de partículas de lodo.

Lutita. Roca sedimentaria de grano fino formada por la acumulación de minerales arcillosos y materia orgánica.

Mármol. Roca producida por metamorfismo de contacto entre un cuerpo intrusivo y calizas. Dado su atractivo y amplio colorido es muy usada en la construcción.

Material piroclástico. Fragmentos de material volcánico producido por erupciones de tipo explosivo. Ejemplos de estos materiales son la pómez y la escoria.

Material epiclástico. Fragmento de material volcánico removido por el agua o el viento y depositado en un sitio alejado de su fuente de emisión.

Metaconglomerado. Roca metamórfica formada a partir de un conglomerado.

Monzonita. Roca ígnea intrusiva rica en feldespatos alcalinos.

Parteaguas. Divisoria entre dos cuencas hidrológicas contiguas.

Proceso orogénico. Conjunto de eventos tectónicos que culminan con la formación de montañas.

Regresión marina. Proceso lento de retiro de las aguas marinas como resultado de levantamientos del terreno producidos por eventos tectónicos.

Riolita. Roca ígnea extrusiva producida por la cristalización de un magma de composición ácida. Contiene fundamentalmente minerales de cuarzo, feldespato y plagioclasa.

Subducción. Proceso tectónico asociado con esfuerzos compresivos. Consiste en que una placa tectónica más pesada se hunde bajo una más ligera.

Tectónica extensional. Proceso tectónico asociado con esfuerzos de tensión. El resultado es la separación entre dos placas tectónicas.

Volcán escudo. Volcán de grandes dimensiones cuya amplitud lateral suele ser mayor que su altura. Está conformado por gruesos espesores de lava de composición basáltica y andesítica.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUILERA-GÓMEZ, Luis. Petrología de las rocas ígneas del área de Los Tuxtlas, Veracruz. Tesis de licenciatura, IPN, 1988.
- BLOOMFIELD, K. y L. Cepeda-Dávila. "Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico", *Geological Magazine*. 110-6: 551-555, 1973.
- CANTAGREL, J. M. y C. Robin. "K-Ar Dating of eastern Mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and alkaline provinces", *Journal Volcanology and Geothermal Research*. 5: 99-114, 1979.
- CARRASCO-NÚÑEZ, Gerardo. Structure, eruptive history, and some major hazardous events of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico. Tesis doctoral, Michigan Technological University, 1993.
- _____. "Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltépetl volcano, Mexico", *Geological Magazine*. 134: 151-162, 1997.
- _____. "Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico", *Geological Society of America Special Paper*. 334: 247-262, 2000.
- CARRASCO-NÚÑEZ, Gerardo *et al.* "A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazards assessment", *Journal Volcanology and Geothermal Research*. 59: 35-46, 1993.

- CARRASCO-NÚÑEZ, Gerardo y M. Ban. "Geologic map and structure sections of the Citlaltépetl volcano summit area, Mexico", *Cartas Geológicas y Mineras*. 9, Instituto de Geología, UNAM, México, 1994.
- CARRASCO-NÚÑEZ, G. y W. I. Rose. "Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico, 8, 5-9.0 ka", *Journal Volcanology and Geothermal Research*. 69: 197-215, 1995.
- CARRASCO-NÚÑEZ, G. *et al.* "Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 158: 151-176, 2006.
- CARRILLO-BRAVO, J. "Estudio Geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla", *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. 17, núms. 5 y 6: 73-96, 1965.
- . "La plataforma de Valles-San Luis Potosí", *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. 23, núms. 1-6: 1-112, 1971.
- CENAPRED. "Diagnóstico de Peligros e Identificación de Riesgos de Desastres en México", *Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana*. Secretaría de Gobernación, Centro Nacional de Prevención de Desastres México: 1-225, 2001.
- COLL DE HURTADO, A. "Carta geomorfológica de la región costera de Los Tuxtlas, estado de Veracruz", *Boletín del Instituto de Geología*. III: 23-28, UNAM, México, 1970.
- CONCHA-DIMAS, A. Numerical modeling in understanding catastrophic volcanic collapse at Pico de Orizaba, Mexico. Tesis, University of Nevada, Reno, USA, Ph. D., 2004.
- CONCHA-DIMAS, A. *et al.* "Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote-Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation", *Geomorphology*. 72: 19-39, 2005.

- CONSEJO DE RECURSOS MINERALES (COREMI). *Monografía Geológico-Minera del Estado de Veracruz*. Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Subsecretaría de Minas, México, 1994, 123 p. con mapas.
- CRUDEN, D. M. y D. J. Varnes. "Landslide types and processes", A. K. Turner y R. L. Schuster (eds.). "Landslides: Investigation and mitigation", *Transportation Research Board. Special Rep.*, National Academy Press, USA, 247: 36-75, 1996.
- DEMANT, A. y C. Robin. "Las fases del vulcanismo en México: Una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico", *Revista del Instituto de Geología*. Vol. 1: 70-82. UNAM, México, 1975.
- ELÍAS-HERRERA, M. *et al.* "Nepheline-rich foidolites and Rare-Earth mineralization in the El Picacho Tertiary intrusive complex, Sierra de Tamaulipas, Northeastern Mexico", *The Canadian Mineralogist*. 29: 319-336, 1991.
- ESPÍNDOLA, J. M. *et al.* "Resultados preliminares de los depósitos del volcán San Martín, Los Tuxtlas, Veracruz, México", *Libro de resúmenes*. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, México, 1999.
- FERRARI, L. *et al.* "Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic vulcanism along the southwestern Gula of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 146: 284-306, 2005.
- FERRARI, Luca. "Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 53: 84-92, 2000.
- FERRÍZ, H. y G. Mahood. "Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico", *Journal Geophysical Research*. 89: 8511-8524, 1984.
- FRIEDLAENDER I. y R. A. Sonder. "Ubre das Vulkangebiet von San Martín Tuxtla in México", *Zeitschrift für Vulkanologie*. VII: 162-187, 1923.

- GONZÁLEZ-MERCADO, E. El vulcanismo monogenético de la región de Xalapa y su relación con los límites orientales de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Tesis de maestría, UNAM, México, 2005.
- HÖSKULDSSON A. y J. M. Cantagrel. "Volcanic hazards in the surroundings of Pico de Orizaba, Eastern Mexico", *Natural Hazards*. 10: 197-219, 1994.
- HÖSKULDSSON, A. Le complexe volcanique Pico de Orizaba-Sierra Negra-Cerro Las Cumbres (sud-est mexicain): Structure, dynamismes eruptifs et évaluations des aléas. Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, Thèse doctoral, 1992.
- HÖSKULDSSON, A. y C. Robin. "Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, eastern Mexico", *Bull. Volcanol.* 55: 571-587, 1993.
- HUANG, Walter T. *Petrología*. Unión Tipográfica Editorial Hispano Americana, México, 1968.
- HUBBARD, B. E. Volcanic hazards mapping using aircraft, satellite and digital topographic data: Pico de Orizaba (Cittlaltépetl), Mexico. Tesis doctoral, State University of New York, Buffalo, 2001.
- INEGI. Carta geológica Pachuca, F14-11, escala 1:250,000. Secretaría de Programación y Presupuesto, Coordinación General de los Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Informática, México, 1983.
- _____. Carta geológica Poza Rica, F14-12, escala 1:250,000. Dirección General de Geografía, Aguascalientes, Aguascalientes, 1984, 1 mapa.
- _____. Carta geológica Orizaba, E14-6, escala 1:250,000. Dirección General de Geografía, Aguascalientes, Aguascalientes, 1994, 1 mapa.
- _____. Carta topográfica Papantla, F14D76, escala 1:50,000. Dirección General de Geografía, Aguascalientes, Aguascalientes, 1995, 1 mapa.

- _____. Carta topográfica Orizaba, E14B56, escala 1:50,000, Dirección General de Geografía, Aguascalientes, Aguascalientes, 1995^a, 1 mapa.
- _____. Carta topográfica Poza Rica, F14-12, escala 1:250,000. Dirección General de Geografía, Aguascalientes, Aguascalientes, 1998, 1 mapa.
- _____. Carta geológica Pachuca, F14-11, escala 1:250,000. Dirección General de Geografía, Aguascalientes, Aguascalientes, 1999, 1 mapa.
- _____. Censo General de Población y Vivienda. Dirección General de Estadística, Aguascalientes, Aguascalientes, 2000.
- JONES, Fred O. "Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras escarpment, Brazil", *Geological Survey Professional Paper*. 697: 1-43, 1973.
- KELLER, Edward A. *Introduction to Environmental Geology*. Prentice, Nueva Jersey, 2002.
- LÓPEZ-INFANZÓN, Manuel. Petrologic Study of Volcanic Rocks from the Chiconquiaco-Palma Sola Area, Central Veracruz, Mexico. Tesis de maestría, Tulane University, Nueva Orleans, LA., 1991.
- LÓPEZ-INFANZÓN, M. y S. Nelson. "Geology and K-Ar dating of the Sierra de Chiconquiaco-Palma Sola volcanics, Central Veracruz, Mexico", *Geol. Soc. Am. Abs. Progs.* 22: 67, 1990.
- LÓPEZ-RAMOS, E. *Carta geológica del estado de Veracruz*. Instituto de Geología, UNAM, 1989.
- LUGO-HUBP, J. *et al.* "Los procesos de remoción en masa de la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 22: 212-228, 2005.
- MACDONALD, Gordon A. *Volcanoes*. Prentice-Hall, Nueva Jersey, 1972.

- MORÁN-ZENTENO, D. *Geología de la República Mexicana*. UNAM-INEGI, 1984.
- MOZIÑO, J. "Informe sobre la erupción del volcán de San Martín Tuxtla (Veracruz) ocurrida el año de 1793", *Boletín de la Sociedad de Geografía y Estadística de la República Mexicana*. II: 62-72, 1870.
- NEGENDANK, J. *et al.* "Geological and geochemical investigations on the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt", S. P. Verma (ed.), *Cinturón Volcánico Mexicano, Parte 2. Geofísica Internacional*. Vol. especial, 24: 477-575, 1985.
- NELSON, S. A. y E. González-Caver. "Geology and K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico", *Bull Volcanol.* 55: 85-96, 1992.
- NELSON, S. A. *et al.* "Constraints on the origin of Late Miocene to Recent alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico", *Geol. Soc. Am. Abst. Progs.* 23: A333, 1991.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. *et al.* Texto explicativo de la quinta edición de la *Carta Geológica de la República Mexicana*, escala 1:2,000,000. UNAM, Instituto de Geología, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, México, 1992.
- PICHLER, H. y R. Weyl. "Quaternary alkaline volcanic rocks in the eastern Mexico and Central America", *Munster Forsch Geol. Palant.* 38/39, 159-178, 1976.
- PIERSON, Thomas C. y John E. Costa. "A rheologic classification of subaerial sediment-water flows: Geological Society of America", *Reviews in Engineering Geology*. Vol. VII: 1-12, 1987.
- RAIZ, E. Landforms of Mexico, mapa escala 1:3,000,000. Cambridge, Massachusset, 1961.
- RÍOS MACBETH, F. "Estudio geológico de la región de Los Tuxtlas", *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 4: 324-376, 1952.

- ROBIN, C. "Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'Est du Mexique", *Bulletin de la Société Géologique de France*. 18: 1637-1645, 1976.
- _____. Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: Application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud mexicain. Tesis doctoral, Clermont Ferrand, Francia, 1982.
- ROBIN, C. y J. Tournon. "Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America", *Canadian Journal of Earth Science*. 15: 1633-1641, 1978.
- ROBIN, C. y L. M. Cantagrel, "Le Pico de Orizaba (Mexique). Structure et evolution d'un grand volcan andésitique complexe", *Bull Volcanol*. 45: 99-135, 1982.
- ROBIN, C. *et al.* "Le nuées ardentes de type Saint-Vincent, épisodes remarquables de l'évolution récente du Pico de Orizaba (Mexique)", *Bulletin de la Société Géologique de France*. 5: 727-736, 1983.
- RODRÍGUEZ, Sergio R. "Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 22-2: 181-199, 2005.
- RODRÍGUEZ, Sergio R. *et al.* "Flujos de baja concentración asociados con lluvias de intensidad extraordinaria en el flanco sur del volcán Pico de Orizaba (Citlaltepetl), México", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. A. García-Palomo, D. Carreón-Freyre y A. Camprubí (comps.), volumen especial sobre Geología Urbana. T. LVIII, núm. 2, pp. 223-236, 2006.
- RODRÍGUEZ, Sergio R. *et al.* "A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region eastern Trans-Mexican Volcanic belt. Geology and morphology of the volcanic vents", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197: 149-166, 2010.

- RODRÍGUEZ-ELIZARRARÁS, S. El Campo volcánico de Las Cumbres, al oriente de la Faja Volcánica Trans-Mexicana: Evolución geológica y vulcanología de sus principales depósitos piroclásticos. Tesis doctoral, Instituto de Geología, UNAM, México, 1998.
- SCOTT, K. M. *et al.* Catastrophic debris flows transformed from landslides in volcanic terrains: Mobility, hazard assessment, and mitigation strategies. *USGS Profesional Paper*, núm. 1630, 2001.
- SCUDERI, F. *et al.* *Las Cumbres avalanche and debris-flow deposit, Mexico (abstract)*. Geological Society of America, Annual Meeting, Boston, 2001.
- SIEBE, C. *et al.* "Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: Implications for future hazards", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 59: 1-33, 1993.
- "Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in east central Mexico: Implications for future hazards", *Guidebook of Geological Excursions*. Geological Society of America, Annual Meeting, Nueva Orleans, Louisiana: 6-9, 1995.
- SIEBERT, L. y G. Carrasco-Núñez. "Late-Pleistocene to pre-Columbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican volcanic belt; implication for future hazards", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 115: 179-205, 2002.
- SOWERS, G. F. y D. L. Royster. "Field investigation, Landslides. Analysis and control". Schuster and Krizek (eds.). *Transportation Research Board*. National Academy of Sciences, USA, Special Rep., 176, cap. 4, 1988.
- SUBSECRETARÍA DE PROTECCIÓN CIVIL DE VERACRUZ. Atlas Estatal de Riesgos Veracruz de Ignacio de la Llave. Gobierno del Estado de Veracruz (Disco Compacto), 2000.
- TARBUCK, Edward J. y K. Lutgens Frederick. *Ciencias de la Tierra*. Prentice Hall, 2000.

- TEJEDA-MARTÍNEZ, A. *et al.* *Atlas climático del estado de Veracruz*. UV, Xalapa, Veracruz, 1989.
- THORPE, R. S. "Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico", *Tectonophysics*. 40: t. 19-t. 26, 1977.
- VINIEGRA-OSORIO, F. "Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz.", *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. 17: 101-163, 1965.
- WAITZ, P. "Observaciones geológicas acerca del Pico de Orizaba", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. VII: 67-76, 1910.
- ZIMBELMAN, D. R. *et al.* "Stratovolcano stability assessment methods and results from Citlaltépetl, Mexico", *Bull Volcanol*. 66: 66-79, 2004.

APÉNDICE

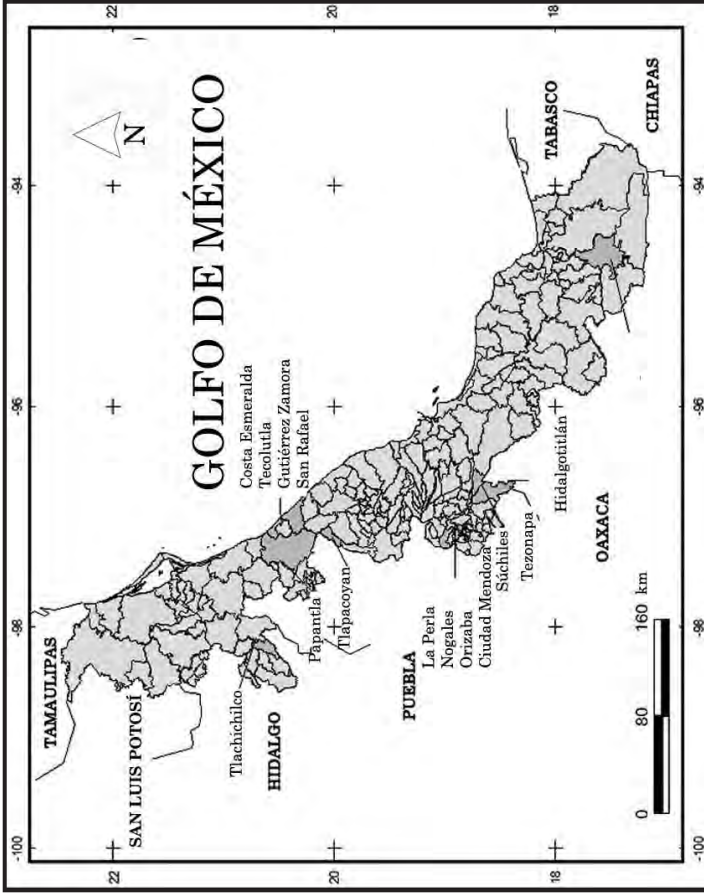


Figura 1. Mapa del estado de Veracruz con la ubicación de los municipios a los que pertenecen los sitios estudiados.

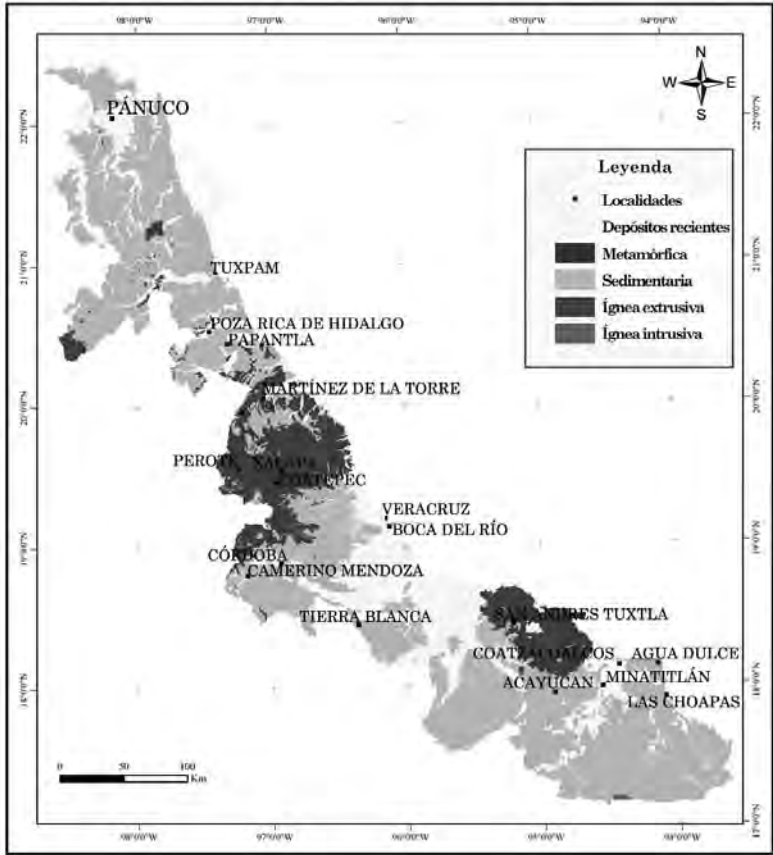


Figura 2. Mapa geológico simplificado del estado de Veracruz.

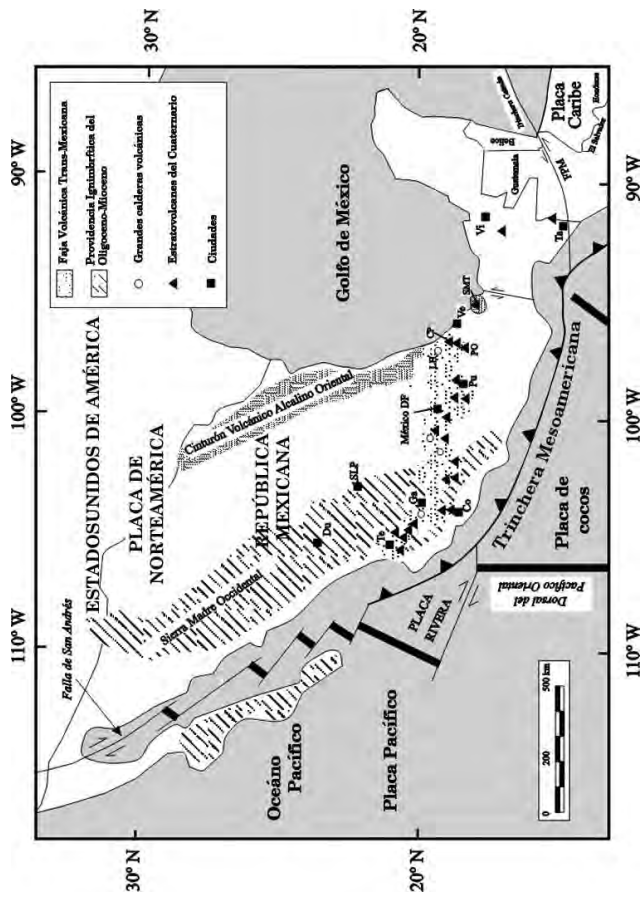


Figura 3. Marco tectónico de la República Mexicana con las principales provincias volcánicas. Du Durango, SLP San Luis Potosí, Te Tequila, Ga Guadalaajara, Co Colima, Pu Puebla, Ve Veracruz, Vi Villahermosa, Ta Tapachula, LH Los Humeros, CP Cofre de Perote, PO Pico de Orizaba, SMT San Martín Tuxtla.

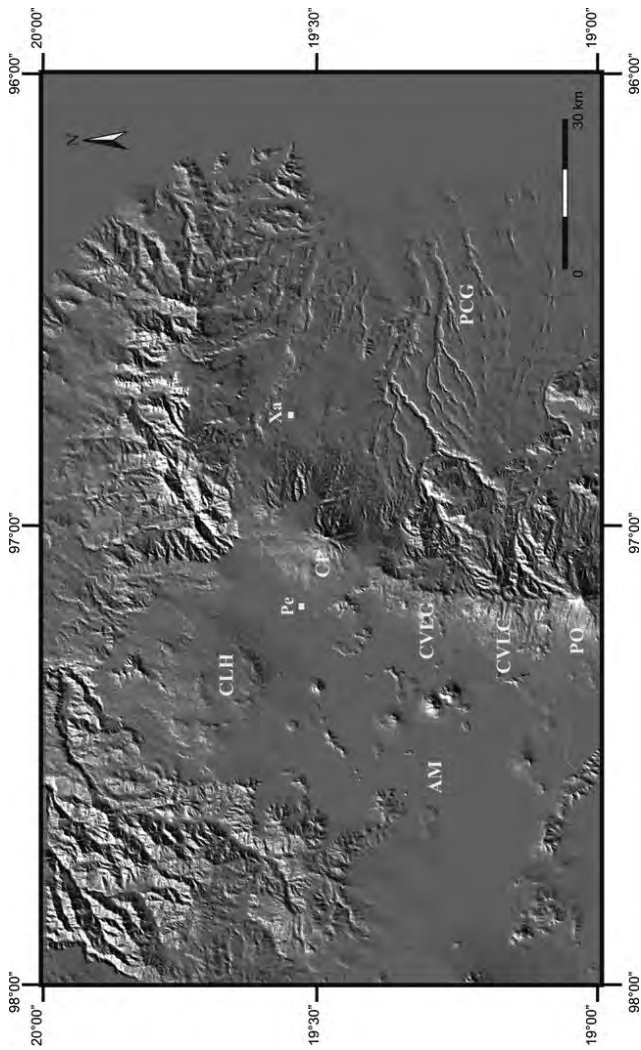


Figura 4. Modelo digital de elevación del sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana en el que se aprecian las estructuras volcánicas citadas en el texto. CLH Caldera Los Humeros, AM Altiplano Mexicano, PGG Planicie Costera del Golfo, CP Cofre de Perote, CVLG Complejo Volcánico de La Gloria, CVLC Complejo Volcánico de Las Cumbres, PO Pico de Orizaba, Pe Perote, Xa Xalapa.

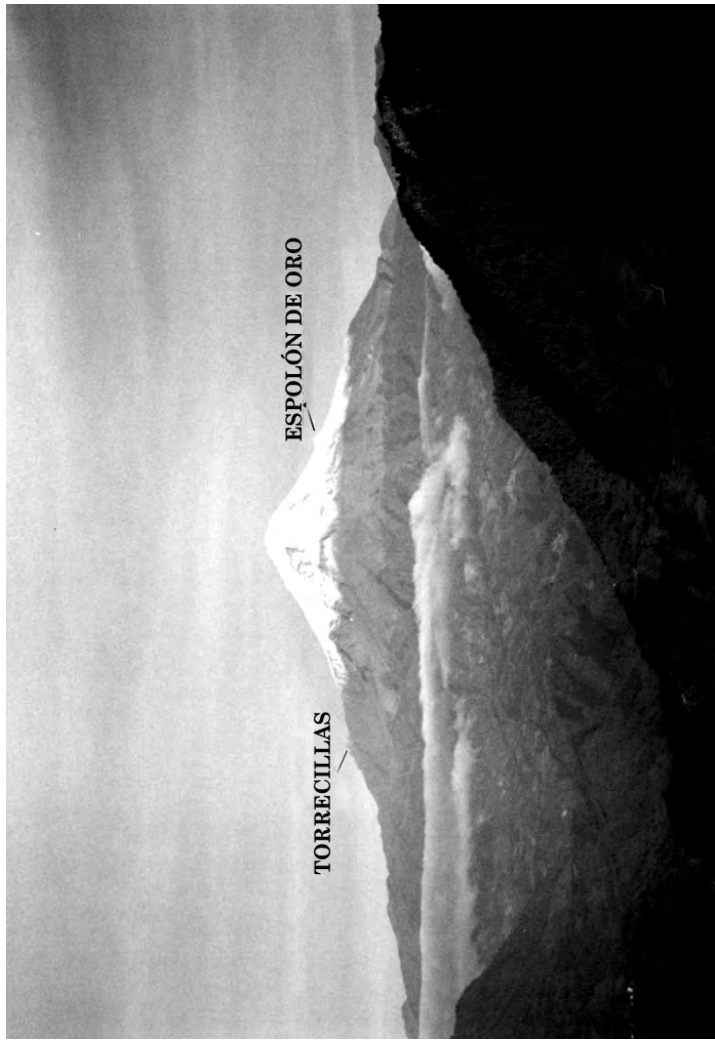


Figura 5. Vista aérea desde el oriente del Volcán Citlalitépetl o Pico de Orizaba (fotografía S. Rodríguez).

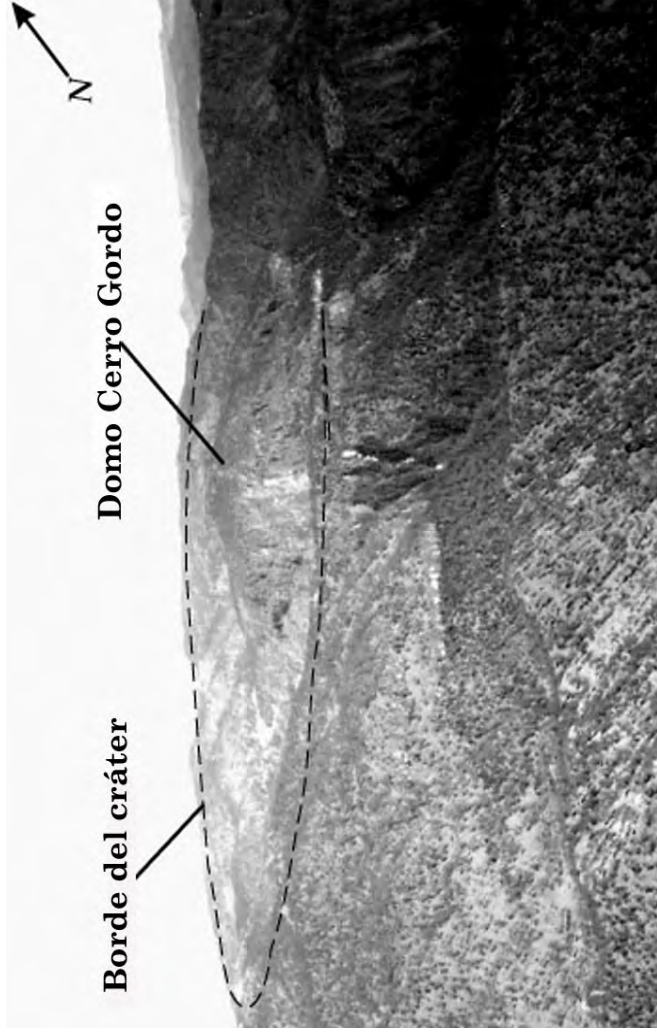


Figura 6. Vista aérea de sur a norte del cráter y domo interior en el Complejo Volcánico de Las Cumbres (fotografía S. Rodríguez).



Figura 7. Imagen del Cofre de Perote. Vista de la parte oriental del edificio volcánico (fotografía S. Rodríguez).

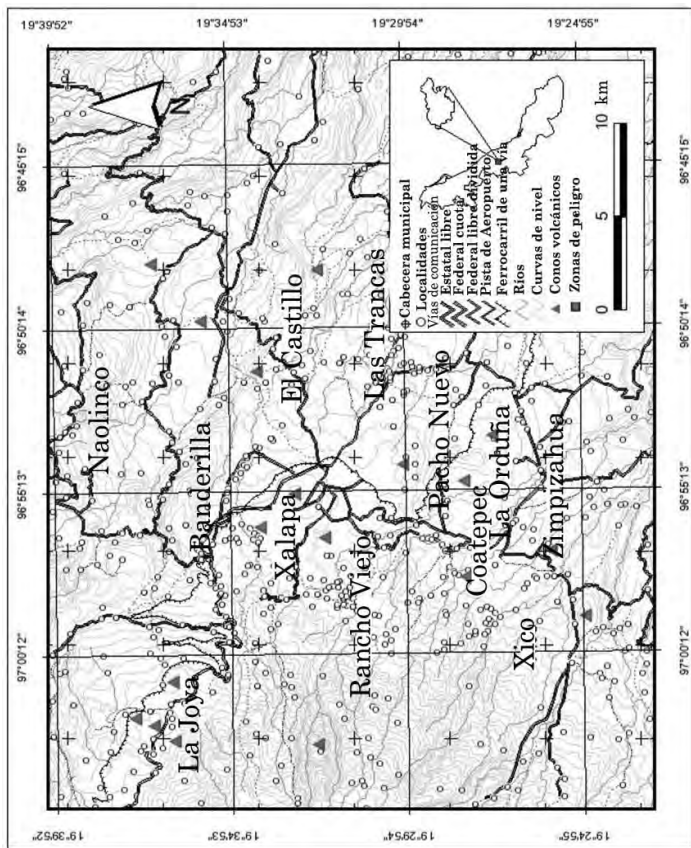


Figura 8. Mapa en el que se ubican los conos monogénéticos localizados en los alrededores de la ciudad de Xalapa.



Figura 9. Afloramiento de la Ignimbrita Xálipan, localizado sobre la carretera Xalapa-Coatepec (fotografía S. Rodríguez).



Figura 10. Planta geotérmica ubicada en la caldera volcánica de Los Humeros. Aquí se muestra una de las estaciones generadoras de energía eléctrica (fotografía J. L. Murrieta).

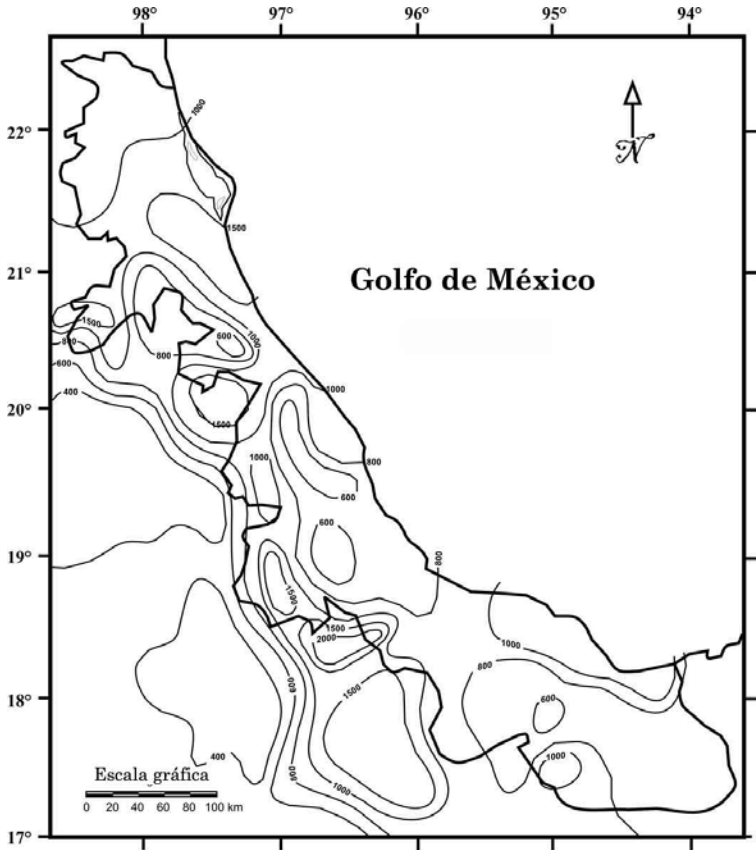


Figura 11. Mapa de precipitaciones máximas extremas para el estado de Veracruz (modificado de Tejeda-Martínez *et al.*, 1989).

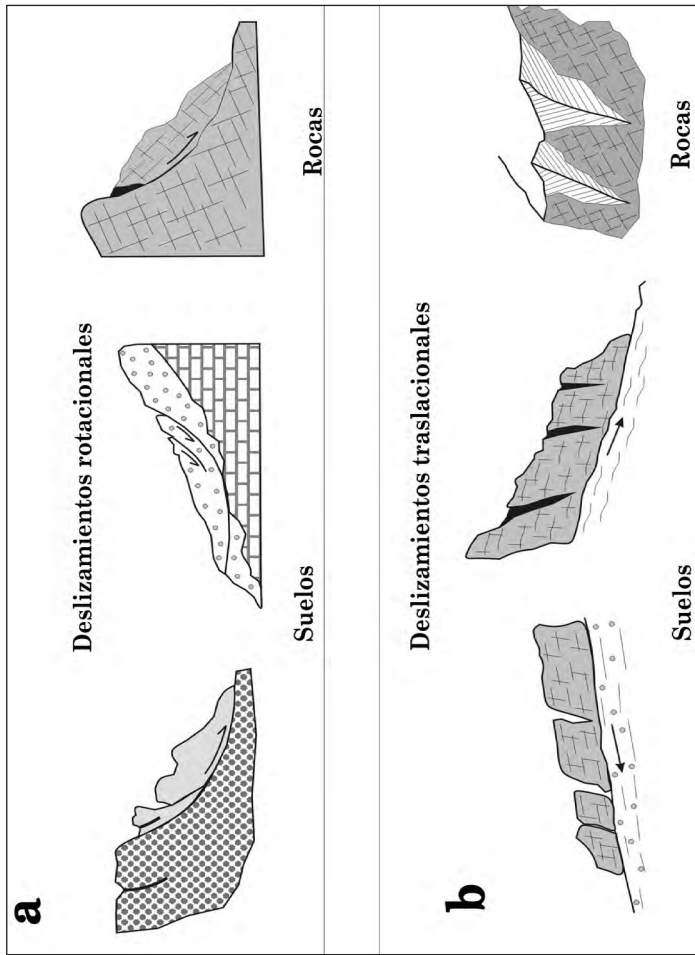


Figura 12. Principales tipos de deslizamiento de terreno: *a)* rotacionales en suelos y rocas; *b)* traslacionales en suelos y rocas.

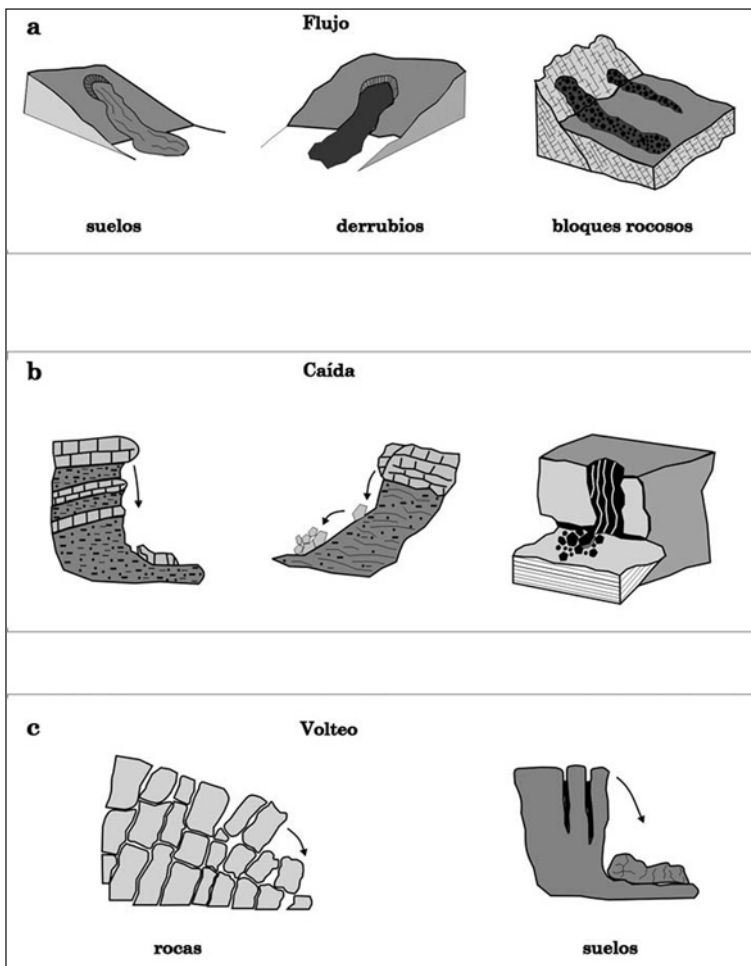


Figura 13. Principales tipos de movimientos gravitacionales de terreno: *a)* flujo, *b)* caída, *c)* volteo.

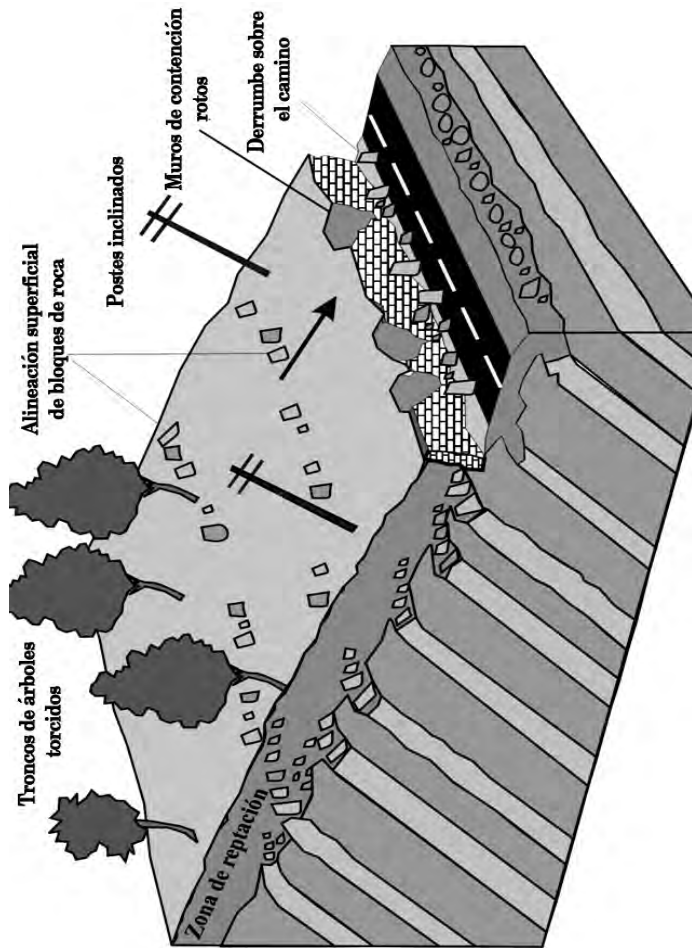


Figura 14. Deslizamientos por reptación del terreno y principales rasgos que deben observarse para su detección.



Figura 16. Vista aérea de la población de Chintipán. Obsérvese la pendiente pronunciada del talud (fotografía S. Rodríguez).

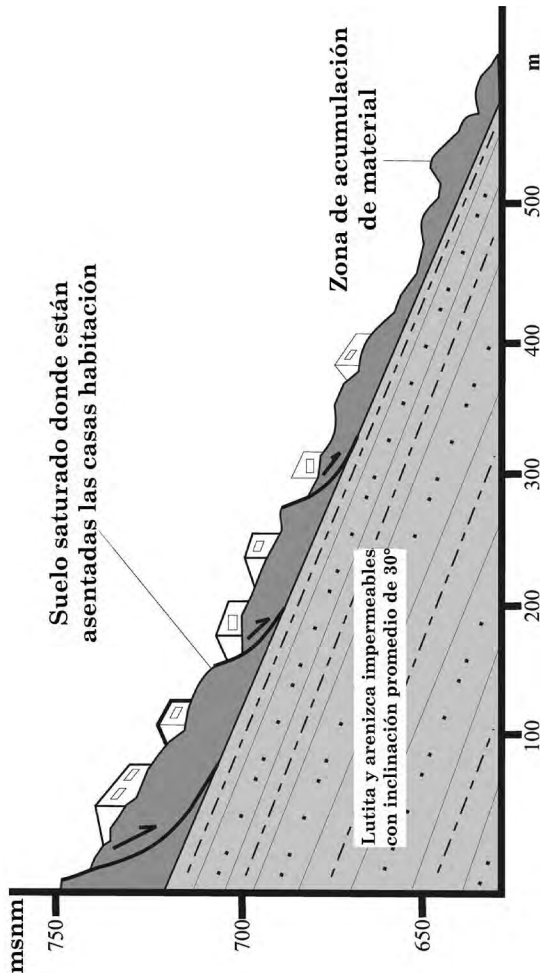


Figura 17. Sección geológica esquemática que muestra el deslizamiento ocurrido en la localidad de Chintipán.

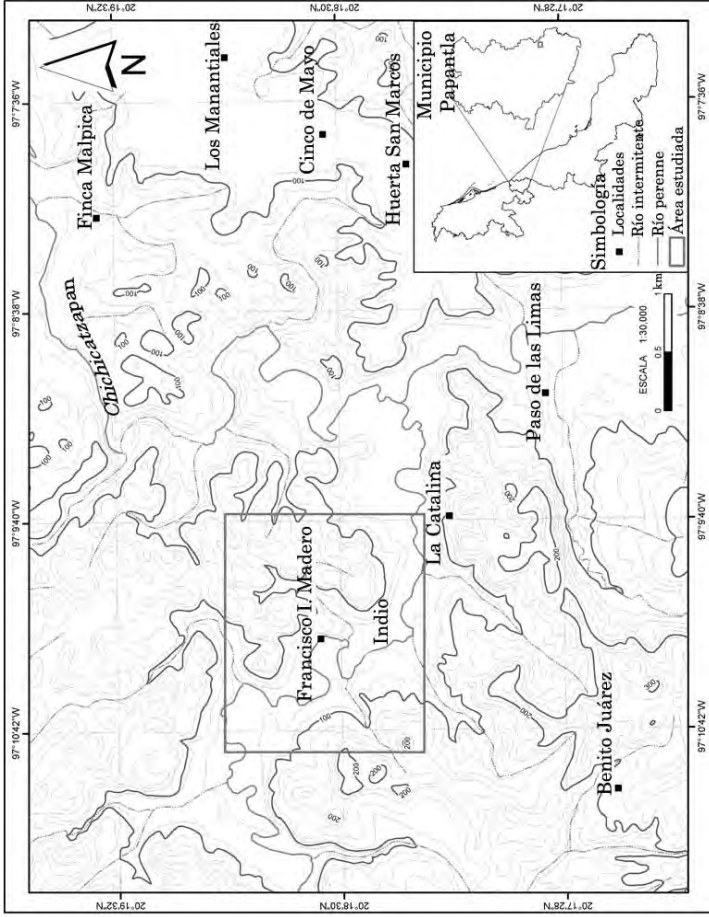


Figura 18. Mapa de localización de la población de Francisco I. Madero, municipio de Papantla.



Figura 19. Deslizamiento de terreno sobre lo que era el salón social en la población de Francisco I. Madero (fotografía J. L. Murrieta).



Figura 20. Fractura del terreno donde se ubica el telebachillerato de Francisco I. Madero (fotografía J. L. Murrieta).



Figura 21. Deslizamiento de terreno de menor dimensión en Francisco I. Madero (fotografía J. L. Murrieta).

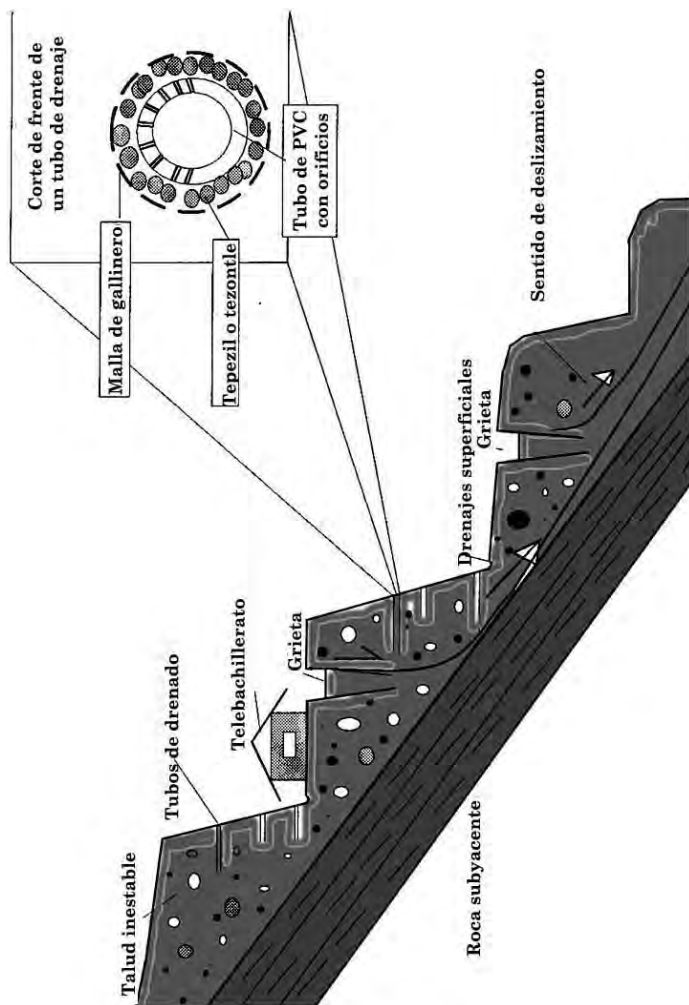


Figura 22. Diagrama que muestra una propuesta de remediación para evitar deslizamientos de terreno en Francisco I. Madero.

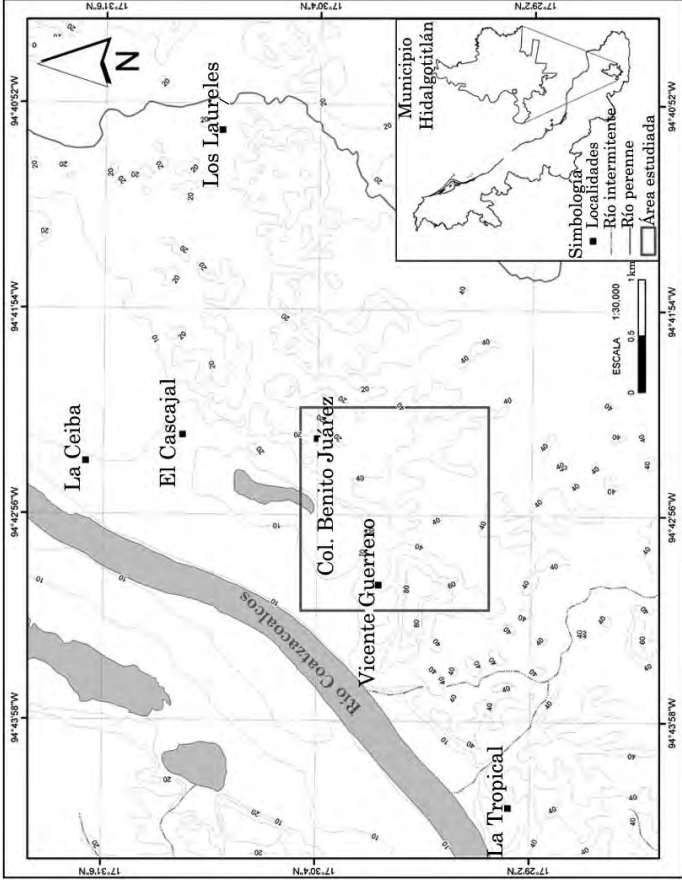


Figura 23. Mapa de localización de la población de Vicente Guerrero, en el municipio de Hidalgo.



Figura 24. Imagen de la grieta que se formó en la zona alta de la población de Vicente Guerrero. Obsérvese la anchura y la longitud con las personas como escala (fotografía J. L. Murrieta).



Figura 25. Evidencias de deslizamientos de terreno ocurridos en el pasado en la región de Vicente Guerrero (fotografía S. Rodríguez).

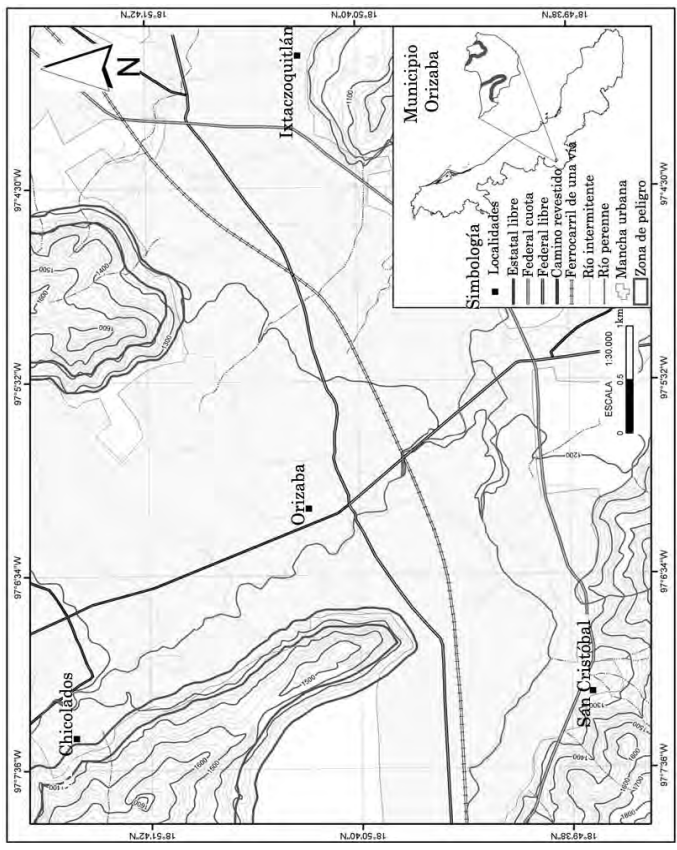


Figura 26. Mapa de localización del Cerro del Borrego, en el que se ubican los sitios estudiados en la ciudad de Orizaba. Presenta también la zonificación de peligros en la base de los cerros del Borrego y Escamela, dentro de la zona urbana.



Figura 27. Bloques desprendidos en la parte SE del Cerro del Borrego, los cuales cayeron en los patios de las casas ubicadas en la base del mismo (fotografía J. L. Murrieta).



Figura 28. Estructura de las rocas en el Cerro del Borrego. La flecha señala la zona con mayor probabilidad de desprendimiento de bloques. Nótese la proximidad de las viviendas (fotografía J. L. Murrieta).

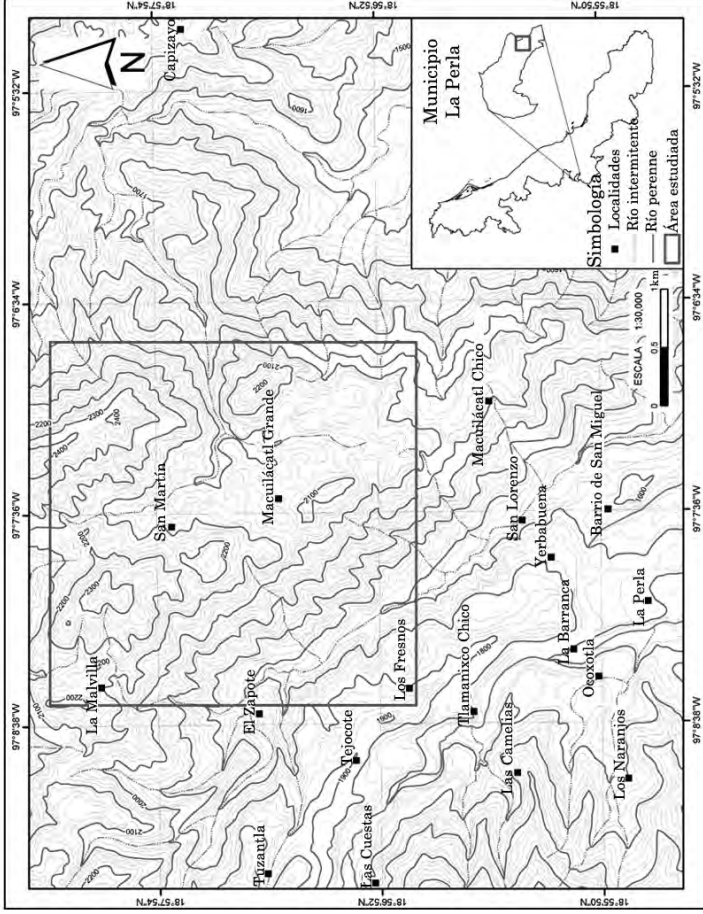


Figura 29. Mapa de localización de la población de San Martín, municipio de La Perla.



Figura 30. Zona afectada por los deslizamientos de terreno en la población de San Martín
(fotografía S. Rodríguez).



Figura 31. Grieta generada por deslizamiento de terreno en el camino de acceso a la población de San Martín (fotografía S. Rodríguez).

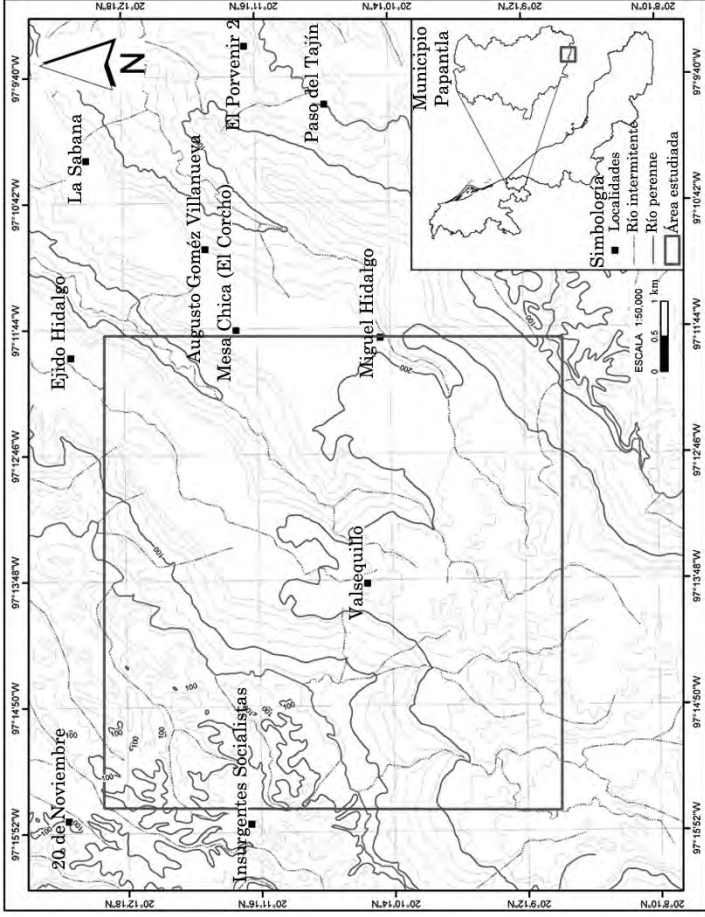


Figura 32. Mapa de localización de la población de Valsequillo, en el municipio de Papantla.



Figura 33. Grieta originada por falla de terreno en la población de Valsequillo (fotografía S. Rodríguez).

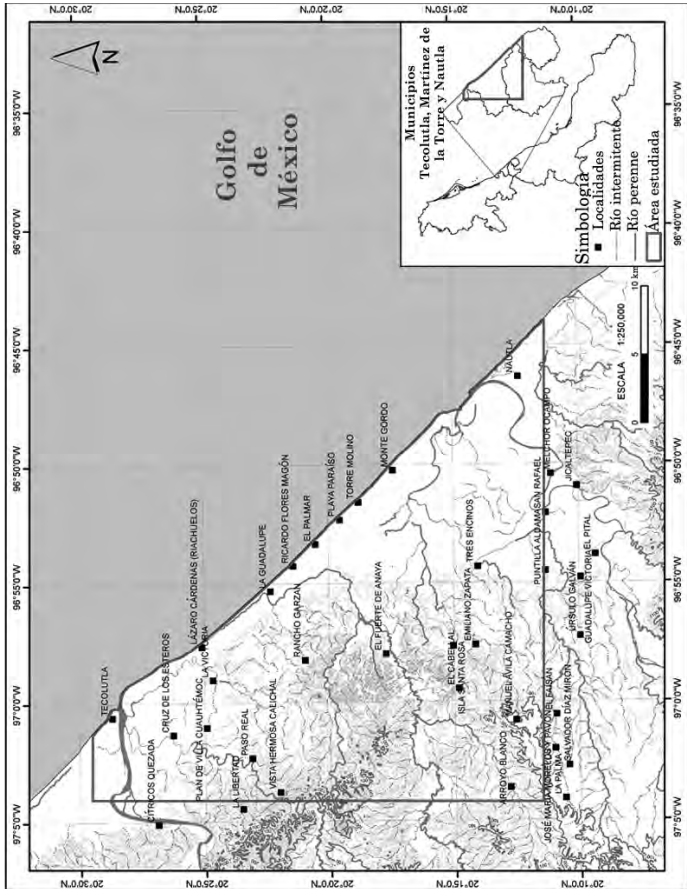


Figura 34. Mapa de localización de la zona de Costa Esmeralda, entre las poblaciones de Tecolutla y Casitas.



Figura 35. Vista aérea de los deslizamientos de laderas en cerros localizados en la zona norte del estado de Veracruz (fotografía S. Rodríguez).



Figura 36. Vista aérea de las inundaciones ocurridas en la región de Costa Esmeralda (fotografía S. Rodríguez).

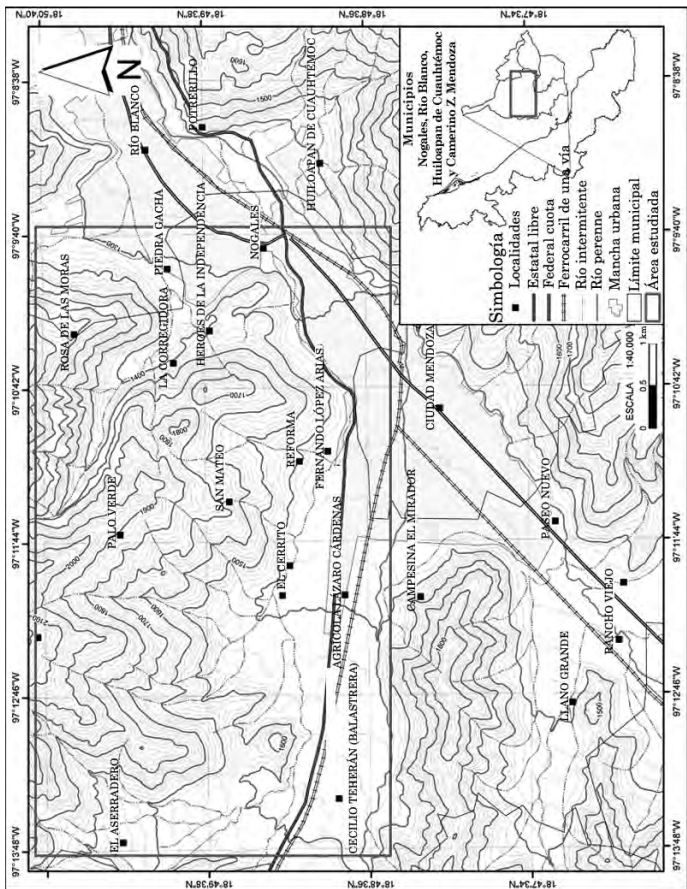


Figura 37. Mapa de localización de la zona del río Chiquito, entre los municipios de Ciudad Mendoza, Nogales y Río Blanco.

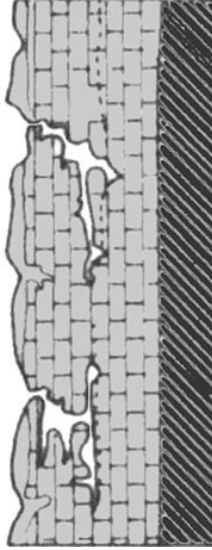


Figura 38. Imagen aérea en la que se observa el impacto del flujo de lodo y detritos sobre los ductos de Pemex, en la localidad de Balasterra, municipio de Ciudad Mendoza (fotografía S. Rodríguez).

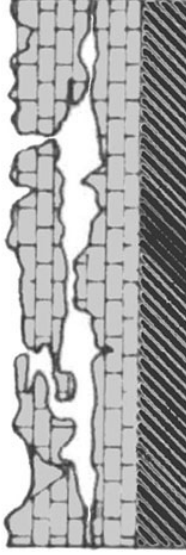


Figura 39. Aspecto de los daños ocasionados por el flujo de lodo en la zona urbana de Ciudad Mendoza (fotografía J. L. Murrieta).

Estado Inicial



Etapa de Juventud



Etapa de Madurez



Etapa de Senectud



Figura 40. Gráfica descriptiva de la evolución del fenómeno de disolución en rocas calcáreas.

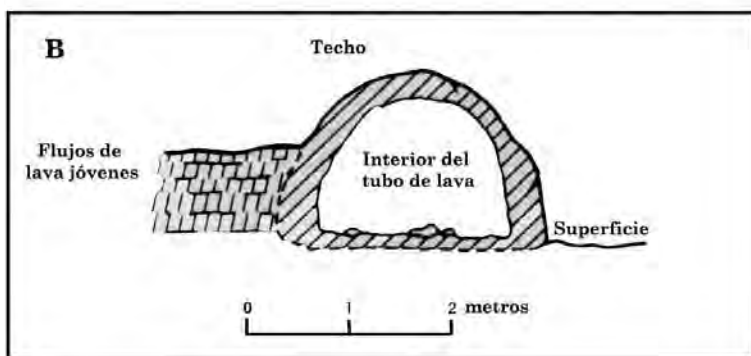
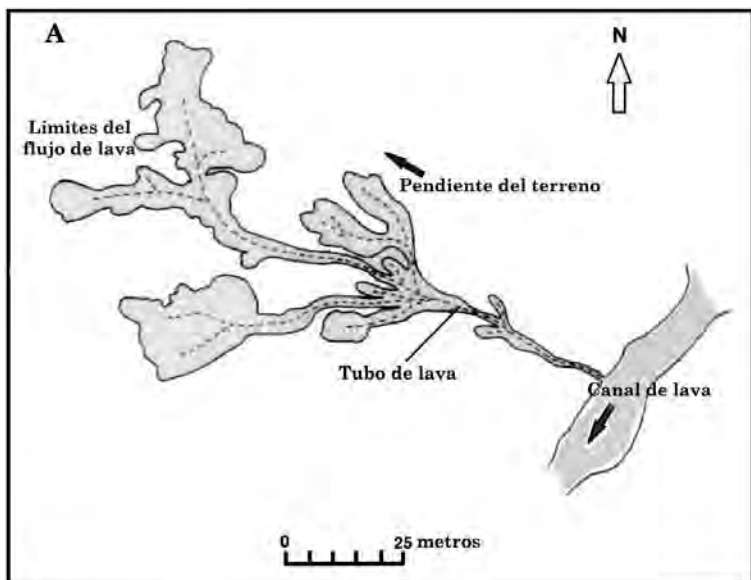


Figura 41. Gráfica descriptiva de la formación y estructura interna de los tubos de lava.

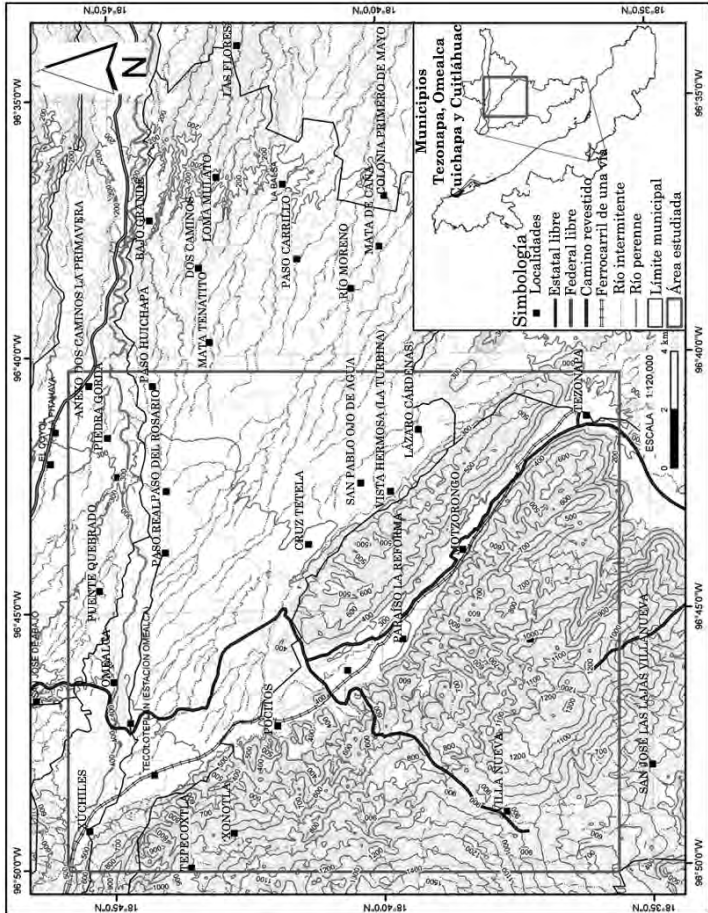


Figura 42. Mapa de localización de las poblaciones de Xúchiles y Tezonapa.



Figura 43. Imagen de una de las cavernas de disolución en la población de Tezonapa. Nótese las dimensiones de acuerdo con la escala de las personas (fotografía J. L. Murrieta).



Figura 45. Ejemplo de los daños ocasionados en una huerta de cítricos en la población de Piedra Pintada, municipio de Tlapacoyan (fotografía J. L. Murrieta).

ÍNDICE

Introducción	9
Peligros geológicos más frecuentes.....	10
Conceptos básicos.....	11
I. Marco geológico regional	15
Paleozoico (>545-250 Ma).....	16
Mesozoico (250-65 Ma).....	16
Cenozoico (65 Ma-Presente).....	18
II. Procesos de remoción en masa	27
Chintipán.....	32
Francisco I. Madero.....	34
Vicente Guerrero.....	39
Cerro del Borrego.....	42
San Martín.....	43
Valsequillo.....	47
III. Flujos de lodo e inundaciones	49
Costa Esmeralda.....	52
Río Chiquito.....	54
IV. Hundimientos de terreno	61
Súchiles-Tezonapa.....	65
Tlapacoyan.....	67
V. Consideraciones finales	71
Glosario	73
Bibliografía	77
Apéndice	87

Siendo rector de la Universidad Veracruzana
el doctor Raúl Arias Lovillo,

Peligros geológicos más frecuentes en el estado de Veracruz de Sergio R. Rodríguez Elizarrarás, Ignacio Mora González, José Luis Murrieta Hernández y Wendy Vanesa Morales Barrera, se terminó de imprimir en febrero de 2011, en Master Copy S. A. de C.V. Avenida Coyoacán núm. 1450, Col. Del Valle, Del. Benito Juárez, México, D. F. CP 03220, Tel. 55 24 23 83, Fax 55 24 30 81.

La edición consta de 500 ejemplares más sobrantes para reposición. Se usaron tipos de la familia Century Schoolbook.

Formación: Víctor Hugo Ocaña Hernández;
edición: Arturo Reyes Isidoro