



Universidad Nacional Autónoma de México

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Mapas de Riesgo volcánico basados en Sistemas
de Información Geográfica: Volcán Nevado de Toluca

Tesis
que para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOLOGÍA)

presenta

JOSÉ FERNANDO ACEVES QUESADA

2007



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A la memoria de mi Padre
A mi madre
Por todo su amor y su cariño

A mis hermanos Felipe, Francisco y Martha
A mis sobrinas Patricia Sanae, Martha Edith,
Montserrat y Erika Sofía

AGRADECIMIENTOS

Expreso mis más sinceros agradecimientos a la UNAM y a todas las personas que me apoyaron en la realización del presente trabajo. A la doctora Ana Lillian Martin del Pozzo por su dirección en la tesis.

Al Dr. Jorge López Blanco por su amistad, consejos y apoyo a lo largo del camino recorrido durante el doctorado.

A los profesores y sinodales:

Dr. José Lugo Hubp

Dr. Jorge López Blanco

Dra. Elizabeth Solleiro

Dr. Lorenzo Vázquez Selem

Dr. Armando García Palomo

Dr. José Luis Arce

Por su disposición y acertados comentarios y observaciones al trabajo

A la Doctora Blanca Mendoza por su apoyo, confianza, consejos y estímulo durante mi estancia en el Posgrado.

Al Mtro Víctor Martínez Luna por su gran amistad, consejos, sugerencias y su apoyo desinteresado.

A todos mis amigos que con sus comentarios, sugerencias y apoyo irrestricto estuvieron siempre a mi lado: Sergio Pedrín, Fabiola Mendiola, Miguel Angel Butrón, Gabriel Legorreta, Laura Escobar, Ramón Espinasa, Kassandra Ojeda, Rita Fonseca, , Arturo García y al Dr. Salvatore Inguaiatto.

A mi hermano Felipe, Carlos Peña, Ramón Espinasa, Noemí Escamilla y Karla Estrada, por su ayuda en el trabajo de campo.

A los señores Arturo Méndez y Antonio Piña por su apoyo y valiosa asesoría en la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra.

A Mónica Salgado y Araceli Chaman secretarias del Posgrado por todo su apoyo y paciencia en los trámites administrativos.

A mis alumnos que lo largo de 10 años en la Facultad de Ciencias con sus preguntas, sugerencias y cariño me estimularon a superarme cada clase.

Finalmente deseo expresar mi agradecimiento por el apoyo y/o financiamiento proporcionado por las siguientes dependencias:

CONACYT

DGAPA-PAPIIT

Instituto de Geofísica UNAM

Instituto de Geografía UNAM

Contenido

Índice.....	iv
Lista de figuras y tablas.....	v
Resumen.....	vii
Summary.....	ix
I. Introducción.....	1
I.1 Marco Teórico.....	3
I.2 Peligros y Riesgos Naturales.....	4
I.3 Valoración del Riesgo Volcánico.....	8
I.4 Antecedentes sobre Peligros Volcánicos.....	18
II. El Volcán Nevado de Toluca: Estudio de caso.....	40
II.1 Marco Geológico del Volcán Nevado de Toluca.....	40
II.2 Historia eruptiva del Volcán Nevado de Toluca.....	48
II.3 Análisis Geomorfológico del área del Nevado de Toluca.....	59
III. Procesamiento e integración de la información en los SIG's aplicando la Evaluación Multicriterio (EMC)	69
III.1 Evaluación de la información utilizando los Sistemas de información Geográfica y aplicando La Evaluación Multicriterio.....	71
IV Mapas de zonificación de Peligros Volcánicos en el Nevado de Toluca.....	82
IV.1 Estimación de los peligros volcánicos del Nevado de Toluca aplicando técnicas de Evaluación Multicriterio (EMC).....	96
V Evaluación de la vulnerabilidad y el Riesgo del Nevado de Toluca	101
CONCLUSIONES.....	116
Referencias.....	123
Apéndice I. Secciones Estratigráficas.....	141

Lista de figuras

Fig. 1 Relación teórica entre los peligros, la probabilidad y el riesgo.....	7
Fig. 2 Elementos que intervienen en la gestión de una crisis volcánica.....	12
Fig. 3 Esquema de las respuestas que deben analizarse en el ensayo de una supuesta crisis (modificado de Araña y Ortiz, 1996).....	16
Fig. 4 La mitigación de los desastres es una labor que involucra a todos los sectores de la sociedad (modificado de Araña y Ortiz, 1996).....	17
Fig. 5 Mapa Geológico de la Región del Nevado de Toluca.....	41
Fig. 6 Localización de los puntos de muestreo y levantamiento de secciones en la región de Toluca.....	49
Fig. 7 (a,b,c) Sección Compuesta del Volcán Nevado de Toluca.....	52-55
Fig. 8 Reconstrucción de las etapas evolutivas del volcán Nevado de Toluca.....	57
Fig. 9 MELDT con las fallas y lineamientos de la región del Nevado de Toluca.....	60
Fig. 10 MEDT morfoestructural de la región del Volcán Nevado de Toluca.....	62
Fig. 11 Mapa Geomorfológico del área del volcán Nevado de Toluca.....	65
Fig. 12 Síntesis de las características del método de evaluación por Multicriterio.....	72
Fig. 13 Escala de 17 jerarquías de importancia relativa para la construcción de la matriz de comparación pareada por factores o variables de decisión.....	74
Fig. 14 Representación esquemática del manejo y captación de la información para el establecimiento del riesgo volcánico (modif. de Gómez-Fernández, 1988).....	76
Fig. 15 Manejo de la información en el sistema de Información Geográfica para evaluar el riesgo volcánico (modif. de Días, J. 1988).....	81
Fig. 16 Perfil tomado en dirección S-N, sobre el cual se han continuado las pendientes para reconstruir la altura original.....	83
Fig. 17 Perfil tomado en dirección W-E, sobre el cual se han continuado las pendientes para reconstruir la altura original.	83
Fig. 18 Reconstrucción de la cima del Nevado de Toluca mediante el método de morfoisohipsas	83
Fig. 19. Determinación de la altura de colapso de los flujos piroclásticos.....	86
Fig. 20 Perfil topográfico elaborado de la cima del volcán Nevado de Toluca a la cima del volcán San Antonio con los valores de la línea de energía de los flujos de bloques y ceniza El Capulín (\hat{i}_1) y Zacango (\hat{i}_2) y el flujo pumicítico MF (\hat{i}_3).....	86
Fig. 21 Perfiles proyectados hacia el Este (a) y Sur (b) del volcán con la línea de energía para posibles futuros flujos de bloques y ceniza.....	89
Fig. 22 Perfiles proyectados hacia el Este (a) y Sur (b) del volcán con la línea de energía para posibles futuros flujos de pómez.....	89
Fig. 23 Mapas de zonificación de peligros para flujos de bloques y ceniza (A) y flujos de pómez (B).....	90

Fig. 24 Relación altura de colapso y distancia de valores característicos de avalanchas y flujos piroclásticos basados en su coeficiente de IEM. En la gráfica se añadieron los valores obtenidos en el Volcán Nevado de Toluca y Katmaí Alaska (modif. De Beget y Limke, 1988).....	92
Fig. 25 Mapas de zonificación de peligros para avalanchas de escombros (A) y lahares(B).....	94
Fig. 26 Mapas de zonificación de peligros para caída de ceniza y dirección predominante del viento en los diferentes periodos del año para una altura entre 20 y 30 km.....	97
Fig. 27 Mapa Final de peligros volcánicos para el área del Nevado de Toluca.....	101
Fig. 28 Mapa de Municipios.....	104
Fig. 29 Gráfica de Habitantes por municipio.....	108
Fig. 30 Gráfica de longitud de carreteras por municipio.....	108
Fig.31 Gráfica de escuelas por municipio.....	109
Fig. 32 Gráfica de unidades médicas por municipio.....	109
Fig. 33 Mapas de vulnerabilidad A)Población Total B)Uso de Suelo C)Infraestructura D) Unidades Económicas.....	113
Fig. 34 Mapa de la vulnerabilidad total.....	115
Fig. 35 Mapa de riesgo para el volcán Nevado de Toluca.....	117

Lista de Tablas

Tabla 1 Valoración del Riesgo Volcánico (NLA, 1992).....	12
Tabla 2 Elementos que intervienen en la gestión de una crisis volcánica.....	14
Tabla 3 Relaciones generales entre tipos de volcanes, tipo predominante de lava, estilos eruptivos y características eruptivas más comunes	20
Tabla 4 Tipos de eventos volcánicos peligrosos.....	20
Tabla 5 Capacidad de afectación de los peligros volcánicos (modificada de Blong, 1996).....	38
Tabla 6 Tabla comparativa de diferentes productos volcánicos y no volcánicos.....	39
Tabla 7 Fechamientos por Radiocarbono (C14) de los depósitos del Nevado de Toluca.....	50
Tabla 8 Tipo y frecuencia de las erupciones.....	58
Tabla 9 Calculo de parámetros de la línea de energía para los flujos de bloques y ceniza.....	87
Tabla 10 Calculo de parámetros de la línea de energía para los flujos de pómez.....	87
Tabla 11 Calculo de parámetros de la línea de energía para las avalanchas de escombros.....	87
Tabla 12 Matriz de comparación por <i>pares</i> y <i>pesos</i> relativos de los criterios para estimar la peligrosidad de los eventos volcánicos.....	99
Tabla 13 Concentrado de la información socioeconómica, junto con el peso asignado para la evaluación multicriterio.....	106
Tabla 14 Criterios de ponderación de los factores o alternativas para la evaluación de la vulnerabilidad en el valle de Toluca.....	111
Tabla 15 Matriz de comparación por <i>pares</i> y <i>pesos</i> relativos de los criterios para estimar la vulnerabilidad del Valle de Toluca.....	112

Resumen

Se propuso en este trabajo una metodología para integrar dentro del ambiente de un sistema de información geográfico (SIG) los mapas de peligros y vulnerabilidad y se aplicó la evaluación multicriterio (EMC) para elaborar el mapa de riesgo volcánico de El valle de Toluca. Se escogió el Valle de Toluca por ser una de las áreas urbanas (> 2 millones de habitantes), industriales y agrícolas más importantes de México central, y por localizarse junto al Volcán Nevado de Toluca (VNT) que es un un volcán potencialmente peligroso.

La captura, integración y clasificación de los mapas se realizó en los SIGs ILWIS e IDRISI. El primero se utilizó para capturar en forma vectorial los mapas de peligros, municipios y uso de suelo, después se transformaron en mapas raster y se efectuaron operaciones de suma de mapas. La información obtenida en el SIG ILWIS fue importada dentro del SIG IDRISI y se combinó con una base de datos socioeconómica mediante el proceso de evaluación multicriterio.

Esta metodología comprendió evaluar y combinar los criterios o variables geológicas (flujos piroclásticos, avalanchas, lahares y caída de ceniza) y socioeconómicas (población total por municipio, uso de suelos, infraestructura y unidades económicas) aplicando una regla de decisión, basada en la zonificación de peligros volcánicos. Para este fin, se usó la línea de energía y el coeficiente de movilidad, se reconstruyó la altura original del volcán por métodos geomorfológicos (5,100 m), se determinó la red de barrancos (los más activos se encuentran sobre los flancos E y S del volcán), el patrón de fracturamiento y fallas (NW-SE, NE-SW y E-W). Se llevó a cabo la reconstrucción de la historia eruptiva del VNT mediante el mapeo y medición de 150 secciones y la reevaluación de trabajos anteriores que mostró que desde finales del Pleistoceno el volcán ha presentado al menos ocho erupciones menores (VEI<3), cinco erupciones plinianas (VEI>3) así como la destrucción de al menos tres domos en los últimos 42.000 años aP, además, de dos colapsos laterales en los últimos 100.000 años aP. La última gran erupción registrada en el VNT (de tipo pliniano) ocurrió hace 10.500 años aP, y sus depósitos han sido localizados hasta el sureste de la ciudad de México a 95 Km de la cima del volcán. Nuevos estudios realizados por

Macias et al (1997) reportaron una nueva erupción menor ocurrida hace 3.500 años aP, razón por la cual el volcán debe considerarse como un volcán activo y como una amenaza potencial para los habitantes del Valle de Toluca.

Se creó una base de datos con la información socioeconómica obtenida del análisis, síntesis y verificación de campo de la información estadística del INEGI. Esta información se procesó en el SIG y se elaboraron los mapas de peligros y vulnerabilidad, que se clasificaron en cuatro rangos (Muy alto, alto, medio y bajo). Para el mapa de riesgo se utilizaron seis rangos (muy alto, alto, medio alto, medio, bajo y muy bajo) para detallar las áreas mas expuestas.

Las zonas con mayor riesgo fueron la Ciudad de Toluca y sus municipios conurbados, la región industrial de Tianguistenco y zonas agrícolas de Tenango de Arista, Calimaya, Coatepec Harinas, Villa Guerrero y Tenancingo.

Summary

A methodology for the integration of hazard and vulnerability maps within a geographic information system (GIS) was proposed. A multicriteria evaluation (MCE) was applied in the elaboration of the volcanic risk map of Toluca Valley.

The Toluca valley was chosen as a study area due to its importance as one of the major urban (> 2 million inhabitants), industrial and agricultural regions of central Mexico and its proximity to the potentially dangerous “Nevado de Toluca” volcano (NTV).

ILWIS was used to digitalize in vectorial form the volcanic hazards, land use and municipality division maps after transforming them into the raster map and addition of the maps. The information obtained from ILWIS was imported to IDRISI and then combined with a socioeconomic database through multicriteria evaluation.

This methodology included the evaluation and combination of geological variables such as pyroclastic flows, debris avalanches, lahars and ash fall and socioeconomic variables such as total population per municipality, soil use, infrastructure and economic units applying a decision rule based on the volcanic hazard zonation. To achieve this, the energy line and mobility coefficient were used; the original height of the volcano (5,100 m) was rebuilt through geomorphological methods; the gully network and the rupture and faults patterns (NW-SE, NE-SW y E-W) were determined (the active gullies are located on the eastern and southern flanks of the volcano).

The eruptive history of the NTV made it by the mapping and measurement of 150 sections and the reappraisal of previous works, showed that since the end of the Pleistocene, the volcano has had at least eight minor eruptions (VEI <3), five plinian eruptions (VEI>3) and the destruction of at least three domes in the last 42,000 yrBP, plus two lateral collapses in the last 100,000 yrBP. The last major eruption recorded in the NTV (plinian type) occurred 10,500 yrBP and its deposits were located down to southeastern Mexico city, 95 km away the volcano summit. New studies elaborated by Macías et al

(1997) reported a new minor eruption that took place 3,500 yrBP leading to consider NTV as an active volcano and as a potential threat to the Toluca Valley.

A database containing the socioeconomic information obtained from the analysis, synthesis and field verification was elaborated from the statistical information of INEGI. This information was processed in SIG and the hazard and vulnerability maps were classified in four ranges (very high, high, medium and low). Six ranges were used to detail the most exposed areas in the risk map (very high, high, medium high, medium, low and very low).

The areas that present the highest risk were the city of Toluca and its outskirts municipalities, the industrial region of Tianguistenco and the agricultural areas of Tenango de Arista, Calimaya, Coatepec Harinas, Villa Guerrero and Tenancingo.

I. INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo fue desarrollar una metodología que integrara las variables geológicas y vulcanológicas con los aspectos socioeconómicos para elaborar mapas de Riesgo Volcánico aplicando sistemas de información geográfica (SIG's) (ILWIS e IDRISI). Se utilizó como caso de estudio el volcán Nevado de Toluca porque su historia geológica muestra una actividad periódica con erupciones de tipo vulcaniano y pliniano que en caso de una reactivación afectaría al valle de Toluca. Esta región es una de las zonas económicas más importantes de México y con una alta densidad de población. Por esta razón se elaboró el mapa de riesgo volcánico para el valle de Toluca.

Esta metodología consistió en integrar diferentes criterios geológicos, vulcanológicos, sociales y económicos para elaborar mapas de peligros y vulnerabilidad de una región, y posteriormente evaluar el riesgo aplicando el método de multicriterio. La evaluación multicriterio es un proceso orientado hacia la toma de decisiones que permite integrar, ordenar, jerarquizar, seleccionar o rechazar opciones de acuerdo a varios criterios. Las opciones fueron representadas por los mapas de peligros y vulnerabilidad asignándoles un valor o peso de acuerdo a su potencial destructivo y a la capacidad de respuesta o preparación de la sociedad para enfrentar desastre. La utilización del análisis por multicriterio permitió hacer un análisis más objetivo, integrando diferentes criterios para determinar la importancia de una variable geológica (peligro por flujos piroclásticos, caída de piroclásticos, lahares y avalanchas) o socioeconómica (población total, infraestructura, uso del suelo, producción bruta total) con respecto a sus efectos, probabilidad de ocurrencia y respecto a otras variables. La utilización de los SIG's deja de ser una simple operación de captura y sobreposición de mapas para convertirse en una poderosa herramienta de análisis, que permite que una vez creada una base de datos, se pueda continuar enriqueciéndola, manejando grandes volúmenes de información, que se actualizan continuamente.

Se propone que el manejo de la información se haga en tres etapas, mismas que fueron aplicadas en esta investigación:

a) Información Geológica. La información geológica se determinó realizando las siguientes actividades:

-Trabajo de campo y medición de 150 secciones con los cuales se elaboró una estratigrafía detallada del edificio volcánico y sus alrededores, para reconstruir su historia eruptiva.

-Se reevaluó la información publicada y se estableció comunicación personal con autores que han trabajado en el área de estudio para intercambiar opiniones e información sobre la geología del área.

-Se llevó a cabo una fotointerpretación con imágenes 1:20,000 y 1:75:000

-Se realizó un análisis cartográfico de la zona de estudio en mapas en escala 1:250,000 y 1:50,000 con el cual se elaboró un mapa base en escala 1:100,000.

-Se hizo un mapa geomorfológico para determinar las características del relieve y su posible relación con los peligros volcánicos.

-Se elaboraron modelos de la distribución de los depósitos en futuras erupciones con la línea de energía.

-Se determinó la frecuencia y magnitud de los eventos eruptivos acaecidos en el volcán Nevado de Toluca.

Con esta información se realizó la zonificación de los peligros asociados a posibles erupciones futuras en el Nevado de Toluca.

b) Información Socioeconómica. La información se obtuvo a partir de la revisión y análisis de los anuarios estadísticos publicados por el INEGI durante el año de 2001, así como el mapa de municipios y de uso de suelo del Valle de Toluca, publicados por el INEGI. Se obtuvo la información de la población total por municipio, así como número de escuelas, unidades médicas, longitud de carreteras, número de unidades económicas productivas, también por municipio.

c) Captura y procesamiento de la información geológica, geomorfológica, vulcanológica y socioeconómica en los sistemas de información geográfica. Aplicación del proceso de evaluación multicriterio. Preparación de mapas preliminares de peligro, vulnerabilidad y riesgo.

El vulcanismo puede causar grandes daños a personas, propiedades e infraestructura cuando se presenta cerca de la actividad humana, sin embargo esta actividad también ha generado terrenos fértiles que representan un gran atractivo para la agricultura y los

asentamientos humanos, como sucede en la República Mexicana dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

Se sabe que más de 1300 volcanes han hecho erupción en el mundo durante los últimos 10, 000 años; aproximadamente la mitad de ellos han entrado en actividad en tiempos históricos (Tilling y Beate, 1993, Tilling y Lipman, 1993). Un promedio de 50 volcanes entran anualmente en erupción; también se ha estimado que un 10 por ciento de la población se encuentra sobre o cerca de volcanes potencialmente peligrosos (Tilling, 1993). Con el rápido crecimiento de la población, (como en México donde el 75 % de la población está asentada dentro de la FVTM), si se mantiene el promedio de volcanes que entran en actividad, muchos millones de personas estarán amenazadas por este peligro. Se trata por lo tanto de un fenómeno con gran trascendencia en la historia de la tierra. Sin embargo, el interés que despierta el volcanismo en nuestra sociedad no se debe a su relevancia geológica, sino a sus facetas destructivas como generador de una de las denominadas catástrofes o desastres naturales (Araña y Ortiz, 1996).

1. 1 Marco Teórico.

La interacción entre el medio natural y social se da dentro del espacio geográfico. El natural está compuesto por el medio físico (suelo agua, litología, etc.); y el medio biológico (plantas y animales), mientras que el social implica a las poblaciones humanas y sus actividades diversas. La relación entre estos tres medios genera numerosos conflictos de uso –riesgo-, ante la presencia de una serie de fenómenos potencialmente dañinos (peligros) que en casos de presentarse, producen desastres. Los peligros son fenómenos variables en el tiempo y espacio cuya incidencia puede generar uno o más desastres. Por lo tanto la relación medio social ↔ medio natural se considera como generadora de riesgo para la estabilidad humana y plantea un problema geográfico. Donde la síntesis de todos aquellos elementos obtenidos de una investigación interdisciplinaria, son, un punto de partida para la evaluación de la vulnerabilidad de una o varias poblaciones y la determinación del riesgo contra el beneficio, al desarrollarse la actividad humana bajo la amenaza de un peligro real o potencial (Rojas, 1988)

1.2 Peligros y Riesgos Naturales.

El Consejo de la Naciones Unidas para desastres define peligro natural como la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno potencialmente dañino dentro de un periodo específico de tiempo y dentro de un área dada (UNDRO, 1982). El riesgo lo define como el grado de pérdida para un elemento dado o para un grupo de elementos como resultado de la ocurrencia de un fenómeno natural de cierta magnitud, expresado en una escala de 0 (no hay daño) a 1 (pérdida total).

Fournier D'Albe (1979) define estos conceptos como:

Peligro: es la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo. Riesgo: es la posibilidad de pérdida de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc., dentro de un área determinada sujeta a (los) peligro(s). Una evaluación del riesgo involucra la siguiente relación: $\text{Riesgo} = \text{costo} \times \text{vulnerabilidad} \times \text{peligro}$.

El costo está representado por el número de vidas humanas, propiedades, obras de infraestructura, etc. que potencialmente pueden ser dañadas. La vulnerabilidad está determinada por los efectos y daños provocados por los fenómenos, y dependen de las características de estos: naturaleza (física y química), extensión e intensidad. Por lo tanto la vulnerabilidad de una comunidad ante un fenómeno volcánico es el grado de afectación posible a personas y propiedades en valores de 0 a 1 (ó de 0 a 100 por ciento). Este término también se asocia al concepto de susceptibilidad que se refiere a la cantidad de personas o propiedades que dentro de la zona de vulnerabilidad serían las más afectadas por una pérdida total por un evento peligroso dado.

Dentro de la evaluación del riesgo es conveniente considerar los siguientes conceptos recomendados por el comité de desastres de las Naciones Unidas (UNDRO, 1982):

1. Los elementos del riesgo (E) comprenden: la población, propiedades, actividades económicas, servicios públicos y las cuales están bajo amenaza de desastre en un área determinada.

2. Riesgo específico (Rs) es el grado de pérdida probable, principalmente debido a un fenómeno natural en particular. El riesgo específico se expresa como el producto del peligro natural (H), por la vulnerabilidad (V).

3. Riesgo Total (Rt), de manera semejante a lo que propone Fournier d'Albe (1979) consiste en el número probable de pérdidas de vidas, personas lesionadas, daño a propiedades y la suspensión de las actividades causadas por un fenómeno natural en particular. $R_t = (E)(R_s) = (E)(H \times V)$.

El riesgo es una parte integral de la vida, que involucra un balance entre beneficios y pérdidas, por lo tanto una nueva forma de ver el riesgo, no es su completa eliminación, sino su manejo (Adams, 1997). El manejo del riesgo significa reducir la amenaza para la vida y los bienes (y medio ambiente) basado en el conocimiento de los peligros, aceptando al mismo tiempo riesgos que no son manejables, pero tratando de maximizar los beneficios que puedan traer. El lograr esta meta no es sencillo, pues involucra varios juicios de tipo legal, económicos y científicos, para lograr un nivel aceptable de riesgo, donde los beneficios sean mayores que los daños (Smith, 1996). En este punto es muy importante la determinación de la vulnerabilidad de una zona, ya que sólo así se puede establecer el balance entre el perjuicio y el beneficio con cierta seguridad.

La vulnerabilidad de una comunidad esta ligada a los factores:

- sociales, demográficos, económicos y culturales
- físicos y técnicos
- funcionales
- e institucionales

El concepto de vulnerabilidad es bastante complejo, Stieltjes y Mirgon. (1998) proponen que sea analizado en dos niveles, de acuerdo al origen del fenómeno natural: cualitativo y cuantitativo. El análisis cualitativo preliminar de los factores de vulnerabilidad permite estimar la capacidad de respuesta de una comunidad ante la amenaza de un evento potencialmente peligroso. Mediante el análisis cuantitativo de la vulnerabilidad se puede medir el impacto directo de un fenómeno sobre una comunidad y su medio ambiente: pérdidas, lesiones y bloqueo de comunicaciones a través de la evaluación cuantitativa del efecto del fenómeno sobre los elementos expuestos.

La vulnerabilidad de un elemento puede medirse como (Stieltjes y Mirgon. 1998):

$$V = \frac{\text{valor de los daños potenciales de un elemento expuesto}}{\text{Valor total del elemento}}$$

Cuando una comunidad expuesta a un peligro es afectada por la muerte de personas o ganado, lesiones, o es dañada en sus pertenencias, el evento es denominado como desastre. Por lo tanto el desastre puede ser considerado como la realización del peligro (Smith, 1996).

Al llevar a cabo un estudio de peligros naturales, estos deben ser vistos como una situación de pre-desastre, donde existe un riesgo, principalmente debido a una población humana que se encuentra colocada en una situación de vulnerabilidad (Alexander, 1993). Por lo tanto se puede establecer la siguiente relación:

Peligro → Riesgo → Amenaza → Desastre (Impacto) → Consecuencias

Peligro, riesgo y desastre operan en varias escalas. En términos de peligro estos pueden clasificarse por la afectación que cause a la vida y propiedades de las gentes, Smith (1996), sugiere la siguiente clasificación:

1. Peligros para la gente: muertes, lesiones, enfermedades, angustia.
2. Peligros en bienes: daños a propiedades, pérdidas económicas etc.
3. Peligros al medio ambiente: pérdida de flora y fauna, contaminación, etc.

Además, si calculamos la probabilidad en una escala teórica de que no suceda contra la certeza de que suceda (en valores de 0-1), podemos graficar el peligro contra la probabilidad y obtener de esta manera el grado de riesgo como se observa en la figura 1.

En este esquema propuesto por Smith (1996), se observa que lo más importante es la vida humana, a continuación los bienes y finalmente el medio ambiente, por lo tanto el mayor riesgo lo ocupa la población, el riesgo intermedio los bienes, y el riesgo mas bajo el medio ambiente.

El manejo del riesgo significa reducir las pérdidas de vidas y propiedades (y del medio ambiente) causado por peligros conocidos, por otro lado se acepta la existencia de riesgos no manejables y una maximización de cualquier beneficio. La meta es una seguridad optima, con un alto grado de confiabilidad, que involucra un amplio análisis económico, político y tecnológico con el cual se pueda establecer un juicio justo. Hay grandes dificultades para establecer cual es un nivel aceptable de riesgo, donde el manejo de los beneficios justifiquen la exposición a un peligro. Visto de esta manera la

vulnerabilidad humana es una función del costo y del beneficio de habitar áreas expuestas al riesgo de un desastre natural (Alexander, 1991).

$$\text{Vulnerabilidad Total} = \text{Valor del Riesgo ampliado} - \text{Costo de la mitigación del riesgo} \pm \text{factores de percepción del riesgo}$$

Donde el riesgo ampliado es producto del continuo desarrollo de un asentamiento humano, pero que puede ser reducido mediante los esfuerzos de mitigación del riesgo. La percepción del riesgo lleva a la población a que si los niveles de percepción son altos a hacer un mayor esfuerzo para mitigar sus efectos, o si son bajos ignorarlos o menospreciarlos y dejar simplemente que sucedan (Alexander, 1993, Adams, 1997).

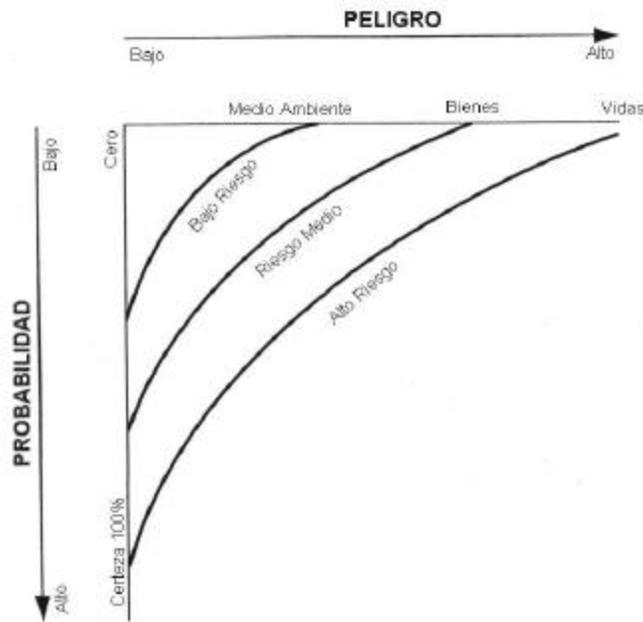


Fig. 1 Relación teórica entre los peligros, la probabilidad y el riesgo. El mayor peligro es aquel que afecta vidas humanas, por encima de daños a propiedades y al medio ambiente (Smith, 1996)

El proceso de mitigación puede dividirse en diferentes formas, Micklin (1973) divide la mitigación en cuatro categorías: a) mecanismo de ingeniería, que incluyen innovaciones tecnológicas y sus aplicaciones; b) mecanismos simbólicos que incluyen los rasgos culturales de una población, su normas y costumbres; c) mecanismos regulatorios

definidos por las leyes y las políticas urbanas y ambientales de cada región o país; y d) mecanismos distribucionales que se refieren al movimiento de las personas, sus actividades y sus recursos.

Una vez que son aplicadas las medidas de mitigación en algún grado, el impacto total de los desastres puede ser evaluado como una simple ecuación (Alexander, 1993):

$$\begin{array}{rclclcl} \text{Impacto total} & = & \text{beneficio total de} & - & \text{Costo total} & - & \text{Costo de} \\ \text{de un desastre} & & \text{habitar una zona} & & \text{del impacto} & & \text{adaptación} \\ & & \text{de alta peligrosidad} & & \text{de un desastre} & & \text{al peligro} \end{array}$$

El establecimiento del riesgo se basa en teorías matemáticas de probabilidad y métodos científicos que nos permiten identificar causas entre diferentes peligros y los resultados adversos que se presentan cada vez que ocurre un desastre (Smith, 1996). Para llevar a cabo una adecuada evaluación del riesgo es importante considerar lo siguiente:

- a) Identificar los peligros que puedan resultar en desastres.
- b) Estimar los riesgos para cada evento.
- c) Llevar a cabo una evaluación del impacto social derivado del riesgo.

Una de las formas de optimizar este análisis es mediante el trabajo interdisciplinario, que permite observar el riesgo desde diferentes puntos de vista.

1.3 Valoración del Riesgo Volcánico.

La existencia y dimensión del riesgo volcánico es un concepto que gradualmente se está imponiendo en todo el mundo, a consecuencia de las erupciones catastróficas que se han presentado recientemente. Son numerosas las publicaciones recientes dedicadas al manejo de los desastres naturales y cuyo objetivo es la mitigación de sus efectos. Un lugar importante lo ocupa la evaluación del riesgo volcánico (UNESCO, 1972; Westercamp, 1982; UNESCO-UNDRO, 1985; Peterson, 1988; Tilling y Pununbayang, 1993; Araña, 1995; Araña y Ortiz, 1996; Scarpa y Tilling 1996; Peterson, 1996; Blong, 1996; Shimozuro, 1996; Newhall y Pununbayang, 1996; Adams, 1998; Stieltjes et Mirgon. 1998).

El riesgo volcánico puede definirse como la expectación de que ciertos eventos eruptivos produzcan un efecto adverso sobre una población y sus propiedades. La evaluación de riesgo se realiza basándose en la racional proyección de experiencias, ocurridas en el pasado, aplicadas al futuro inmediato.

De acuerdo con el nivel de conocimiento actual del problema del análisis del riesgo, una parte importante del mismo deberá enmarcarse en un ámbito probabilístico que deberá conjugarse con el conocimiento determinista que exista del fenómeno volcánico. La adopción de este marco permite extraer, mediante el uso de modelos apropiados, importantes conclusiones para la mitigación del impacto de las erupciones volcánicas. Debemos tener siempre presente que la ocurrencia de un desastre es el resultado de la conjugación de múltiples eventos (Araña y Ortiz, 1996).

El concepto actual del riesgo lleva implícita su "no eliminabilidad". Así, el riesgo tendrá siempre un valor numérico (monetario o en número de víctimas), que podrán calcularse mediante formulas.

El manejo del riesgo involucra el balance entre riesgo y beneficios. En este balance es muy importante el análisis de la vulnerabilidad de una región, Adams (1998) sugiere considerar tres categorías de riesgo: el riesgo percibido directamente (el volcán en erupción), el riesgo percibido con ayuda de la ciencia (detección de la deformación de un volcán, aumento de temores, detección de la formación de un huracán con ayuda de los satélites espaciales, etc) y el riesgo virtual (del cual se sospecha y no se tienen evidencias concretas). Estas tres categorías presentan límites y contactos no definidos, ya que ante un fenómeno natural se pueden presentar las tres. Por su parte Westercamp (1982) considera en el análisis de los cinco componentes del riesgo volcánico, los implicados que juegan un papel en la determinación de la vulnerabilidad en un evento volcánico son: los científicos, las autoridades, los habitantes, los medios de comunicación y el volcán mismo.

El riesgo aceptable es el nivel de riesgo que la gente está dispuesto a asumir cuando es enfrentado a un peligro específico. La valoración del riesgo aceptable implica materias tales como uso de ciertos modos de los productos del transporte, las formas de reconstrucción, etc. Con los volcanes la determinación del riesgo aceptable implica análisis con respecto al desarrollo del evento durante una crisis determinando su alcance y la capacidad de evacuación de áreas afectadas (Peterson, 1968).

Un problema de gran trascendencia es el gran desarrollo urbano que presenta la mayor parte de los países en todo el mundo y principalmente los que están en vías de desarrollo, donde la alta concentración de población en las grandes ciudades las vuelve más vulnerables. En la última década, varios desastres en zonas urbanas, donde la magnitud de

la catástrofe no es solamente causada por el fenómeno natural que le da origen sino que los sistemas socioambientales han incrementado su vulnerabilidad frente a la incidencia de los fenómenos naturales, cuya recurrencia ha determinado efectos cada vez más graves (Aguilar y Sánchez, 1993). De esta manera es importante analizar tanto el fenómeno natural como los procesos socioambientales (urbanización y deterioro ambiental) al realizar la valoración del riesgo. No olvidando que el riesgo es una situación de conflicto que se establece por la interacción de un medio social vulnerable y los cambios extraordinarios del medio físico. Así es innegable la estrecha relación entre el relieve (vulcanismo), los asentamientos humanos y los posibles riesgos que de ambos se derivan (Rojas, 1988).

La valoración del riesgo requiere del entendimiento de la vulnerabilidad como resultado de las erupciones observadas, el conocimiento general del impacto de las erupciones y la creación de escenarios que resalten los peligros potenciales y sus efectos (Blong, 1996).

Los objetivos específicos de los estudios de riesgo volcánico deben incluir (Blong, 1996):

1. La difusión del conocimiento científico de los peligros volcánicos en un lenguaje que tanto autoridades como población en general puedan entenderlo.
2. El estímulo de usos apropiados del conocimiento científico de volcanes para reorientar los programas de desarrollo.
3. El establecimiento de bases para la difusión del conocimiento científico para la educación y entrenamiento en el manejo de las crisis volcánicas.
4. Mejorar la capacidad de respuesta de las comunidades que enfrentan crisis volcánicas; y finalmente y muy importante
5. El estímulo del trabajo interdisciplinario de manera que los estudios de riesgo volcánico sean lo mas precisos y aplicables en una crisis volcánica.

Blong (1996) recomienda que la valoración debe centrarse en el establecimiento del riesgo a través de:

1. Identificación de las características de los diferentes peligros volcánicos
2. La estimación de la probabilidad de ocurrencia de un evento volcánico
3. El desarrollo de modelos
4. La vulnerabilidad de la población ante un peligro volcánico

5. La vulnerabilidad de los edificios y su infraestructura
6. La vulnerabilidad de las vías de comunicación
7. La evaluación de la presencia de varios peligros en un solo evento
8. Estimación de la magnitud de la posible erupción.

En la optimización del riesgo se deben considerar dos situaciones: La primera refleja un área volcánica activa en la que se trata de establecer una norma de seguridad y protección. La segunda situación se presenta cuando un volcán está en crisis o cuando ya se ha iniciado la erupción. La mejor protección es una adecuada planeación, sin embargo el tratar de minimizar las pérdidas causadas por una futura erupción supone una fuerte carga económica para una sociedad. Las medidas de protección incluyen la situación de los emplazamientos en zonas alejadas del volcán, en oposición a los vientos dominantes, protegidos por obstáculos orográficos, fuera de valles que conduzcan hasta las laderas del volcán y la construcción de grandes barreras para desviar o frenar las avalanchas y los flujos lávicos o piroclásticos. Sin embargo no debemos olvidar que el concepto de riesgo, además de la expectativa de daño, encierra un componente de probabilidad. La conjunción de ambos factores permitirá evaluar la rentabilidad de la inversión necesaria para proteger determinadas estructuras frente a la posibilidad de abandonarlas en caso de crisis (Araña y Ortiz, 1996). La National Land Agency (NLA) del Gobierno del Japón elaboró una tabla con algunos criterios para calcular la probabilidad de pérdidas o daños y que establece una base para la valoración del riesgo (Tabla 1).

Una Cuestión habitual en toda zona donde haya habido actividad volcánica, es saber si sus volcanes presentan algún riesgo potencial. Términos como volcán activo, volcán en reposo o extinto son términos habituales dentro de las ciencias de la tierra. Para establecer cual es la posible actividad de un volcán en relación con su riesgo potencial, se elaboró un sencillo cuestionario (Yokoyama et al., 1984) que refleja claramente el concepto de riesgo definido como producto de la peligrosidad del volcán por la vulnerabilidad de la actividad humana. El cuestionario preparado por la UNESCO está dividido en dos partes, la primera hace referencia al tipo de actividad que ha mostrado el volcán a lo largo de su historia, mientras que la segunda parte está exclusivamente dedicada a valorar la población existente en el entorno del volcán. Este tipo de cuestionarios refleja el modo de trabajo requerido en la valoración del riesgo volcánico: metodologías claramente establecidas y que permiten de

Tabla 1 Valoración del riesgo volcánico (NLA, 1992)

Probabilidad de pérdidas o daños	
Distancia del elemento de riesgo al volcán o sistema volcánico	
Historia eruptiva en comparación con otros volcanes semejantes	Periodo de retorno
	Tamaño de la erupción
Tipo de volcán referido a sus mecanismos eruptivos mas frecuentes	Lava, bombas, lapilli, cenizas, avalanchas, flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, lahares, gases
Características de los productos emitidos anteriormente	Contenido en SiO ₂
	Índice de explosividad (VEI)
Tiempo – Historia de la actividad eruptiva	Aparentemente dormido Período de reposo anormal
Elementos topográficos que pueden modificar la exposición	Valles, canales, lagos, glaciares, barreras topográficas, domos, etc.
Sismicidad asociada	
Tsunamis de origen volcánico	
Extensión del daño	
Distancia al centro de emisión	
Vulnerabilidad del elemento de riesgo, considerando el tipo de mecanismo eruptivo	
Condiciones Meteorológicas. Vientos predominantes.	

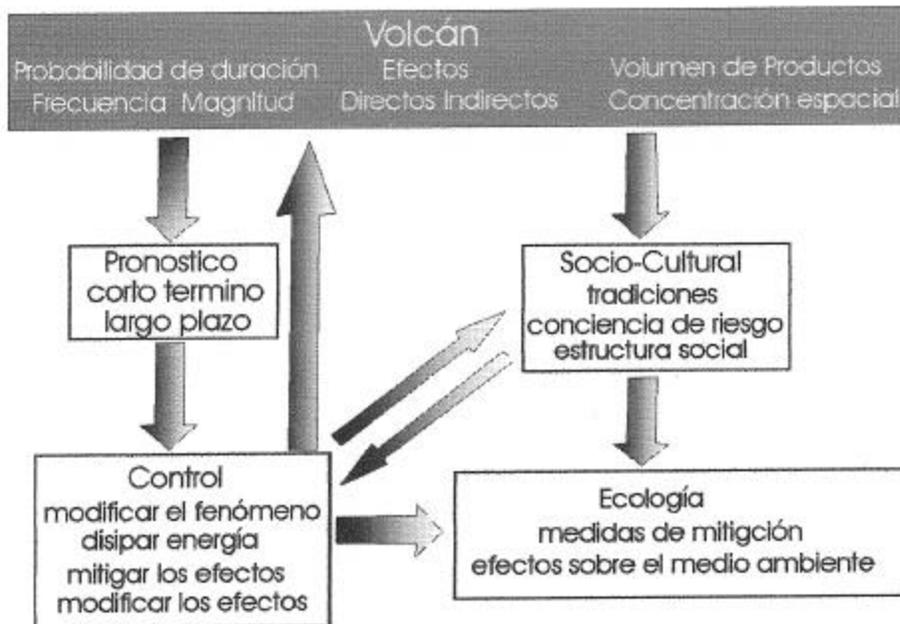


Figura 2 Elementos que intervienen en la gestión de una crisis volcánica

un modo fácil asignar un valor de 0 ó 1 a cada uno de los elementos que intervienen en la valoración (Tabla 2).

La naturaleza propia de los fenómenos volcánicos muestra la dificultad de hacer una predicción a largo plazo. Es importante recalcar este punto, ya que con los avances actuales y los instrumentos de medición (sismógrafos, GPS, gravímetros, análisis químicos, etc) es posible conocer con antelación el inicio de una erupción (Araña y Ortiz, 1996). El problema radica en que se confunde, voluntaria e involuntariamente tres conceptos distintos que son básicos para el análisis del riesgo volcánico: seguimiento, pronóstico y predicción (Swanson et al, 1985).

El seguimiento o relación de hechos describe las condiciones actuales de un volcán (movimiento del magma, temperatura, contenido de gases, actividad sísmica etc.) en esta etapa podemos describir la situación del volcán y podemos anticipar algunos eventos futuros.

El pronóstico es una declaración imprecisa sobre la fecha, lugar y naturaleza de la erupción esperada. Esta declaración se basa en inferir el comportamiento del volcán en base al seguimiento de la actividad que presenta y en su historia eruptiva. Esta proyección se basa en una extrapolación de la evolución del volcán y sabemos que esta extrapolación es tanto más incierta como mayor sea el intervalo de tiempo.

La predicción es una declaración comparativamente precisa sobre la fecha, lugar e idealmente, la naturaleza y la magnitud de la actividad inminente. Una predicción usualmente cubre un período de tiempo más corto que un pronóstico y en general se basa principalmente en interpretaciones y mediciones de procesos que ya están en curso y de una manera secundaria en una proyección de la actividad pasada.

En la figura 2 vemos como estos tres conceptos inciden de manera decisiva en la gestión de las crisis volcánicas. Primero es la predicción a corto y largo plazo. Segundo la posición que ocupa la población o poblaciones alrededor del volcán. Tercero la población expuesta que sufrirá el impacto y que lo asimilará de acuerdo con su cultura y tradición. Quinto la reacción por parte de las autoridades. Y por último se debe considerar el medio ambiente que es un factor que cada día cobra más importancia y que en algunos casos puede limitar seriamente las acciones legales y las respuestas por parte de las autoridades civiles.

Tabla 2 Criterios de la UNESCO para la identificación de volcanes potencialmente peligrosos (Yokoyama, et al., 1984)

CAPACIDAD DESTRUCTIVA DEL FENÓMENO	
Elevado contenido en sílice en los productos emitidos	
Actividad explosiva importante en los últimos 500 años	
Actividad explosiva importante en los últimos 5000 años	
Flujos piroclásticos en los últimos 500 años	
Lahares y flujos hiperconcentrados en los últimos 500 años	
Tsunamis (de origen volcánico) en los últimos 500 años	
Área destruida >10 km ² en los últimos 500 años	
Área destruida >100 km ² en los últimos 5000 años	
Enjambres de sismos volcánicos en los últimos 50 años	
Deformación significativa del terreno en los últimos 50 años	
Población Afectada	
Población en peligro > 100	
Población en peligro > 1000	
Población en peligro > 10,000	
Población en peligro > 100,000	
Población en peligro > 1 000,000	
Muertes en período histórico	
Evacuación causada por erupción	
Total (alto riesgo >10)	

La mitigación del riesgo volcánico pasa por la planeación por parte de los grupos de protección civil, sin embargo esta planeación no es estándar ni generalizable, sin embargo se pueden seguir algunas recomendaciones como:

- a) Adaptarse a las características culturales y sociales de la población afectada
- b) Englobar todos los riesgos previsibles en la zona
- c) Utilizar en lo posible los medios y medidas para cualquier catástrofe

Asimismo, la planificación para afrontar un desastre debe considerar las siguientes fases:

- a) Mitigación (reducción de riesgos)
- b) Preparación (desarrollo de planes de acción para reducir los daños)
- c) Respuesta (ayuda de emergencia y asistencia, evacuación si es necesaria, rescate, etc.)
- d) Recuperación (a corto, medio y largo plazo)

Desgraciadamente, las normativas legales no contemplan una serie de aspectos que solo la experiencia termina resolviendo en mayor o menor medida, aunque para ello sea necesario sufrir repetidamente una catástrofe. Tampoco estas normativas suelen personalizar las responsabilidades, que se diluyen en comités, servicios y nombramientos por decretos que a su vez son modificados por otros preceptos legales de distintas administraciones, etc. En cualquier caso para mitigar el riesgo volcánico en una región determinada habría que comenzar respondiendo con claridad a las siguientes preguntas (Araña y Ortiz, 1996):

- ¿Quiénes programan la investigación?
- la Vigilancia?
- la prevención?
- las actuaciones en caso de crisis?

¿Quiénes conocen la programación ó los planes de emergencia?

¿Cómo se difunden?

¿Quién los evalúa?

¿Quién los pone en práctica?

¿Quién y como los financia?

Las respuestas que se den harán que la programación pueda calificarse como óptima, aceptable, mínima, insuficiente, inexistente.

Las mejores vías para evaluar la planificación (ó alguno de sus aspectos) son los simulacros de crisis. Estas simulaciones, que las autoridades de protección civil no suelen comprender es que en el caso de crisis volcánica, la simulación no responde a los esquemas clásicos (actuación de equipos después de un incendio, terremoto, inundación, etc) sino a la fase previa, cuando la única medida a tomar para evitar la catástrofe es la evacuación antes de la erupción volcánica. En la figura 3 se esquematiza las respuestas que deben analizarse en el ensayo de una supuesta crisis considerando especialmente la aparición de factores que complicarían la planificación.

La Década Internacional para la Mitigación de los Desastres Naturales (IDNDR) ayudó a crear una conciencia de cómo deben enfrentar un desastre los diferentes grupos dentro de la sociedad siendo necesario aprender a convivir con un volcán activo (Fig. 4).



Fig. 3 Esquema de las respuestas que deben analizarse en el ensayo de una supuesta crisis (basado en Araña y Ortiz, 1996)

Concretamente, la asociación internacional de volcanología (IAVCEI), está promoviendo una serie de iniciativas y recomendaciones que se resumen a continuación:

- Elaboración de mapas de peligrosidad y riesgo volcánico de los volcanes activos.
- Vigilancia de volcanes activos
- Educación ciudadana

- Dialogo permanente de autoridades - científicos
- Volcanes de la década: estudios y modelos de los volcanes más importantes, comisión *ad hoc* de la IAVCEI
- IAVNET: comisión - coordinación de vulcanólogos en todo el mundo, con datos, especialidades e intercambio de experiencias.
- Entrenamiento/Cursos especializados para científicos, técnicos, protección civil, etc.
- Asistencia en casos de crisis
- Publicaciones: difusión de las experiencias obtenidas en las crisis eruptivas
- Protección a los vulcanólogos
- Atención a los países menos desarrollados

Finalmente las técnicas actuales de gestión de desastres se apoyan en el empleo de dos valiosas herramientas: la elaboración de modelos físicos y los sistemas de información geográfica (SIGs). Estas dos herramientas permiten manejar de una manera objetiva gran cantidad de información y datos que intervienen en la prevención de un desastre. Los modelos aportan un grado de aproximación al fenómeno, que nos ayuda a conocer de una manera aproximada cuales serían los efectos del evento volcánico. Para que los modelos cumplan su función deben estar bien fundamentados, poseer una información lo más completa de los datos disponibles y determinar de manera precisa los *parámetros* que rigen el fenómeno volcánico (Araña y Ortiz, 1996)..



Fig. 4 La mitigación de los desastres es una labor que involucra a todos los sectores de la sociedad (basado en Araña y Ortiz, 1996)

Por su parte los SIGs permiten elaborar bases de datos estadísticos georeferenciados, que permiten analizar, adquirir, integrar almacenar y modelar matemática y estadísticamente la información (Ordóñez y Martínez, 2003) y obtener como producto final tablas, modelos digitales y mapas temáticos (peligros, vulnerabilidad, riesgos, uso de suelo, etc.).

Además de la investigación científica, se deben aplicar los resultados a productos que lleguen al usuario final que son la población y las autoridades en forma de:

- Mapas
- Cuestionarios
- Productos audiovisuales de información y entretenimiento
- Capacitación
- Planificación de emergencias
- Educación de la población

La educación de la población es la mejor contribución a la mitigación del riesgo. La información integrada de toda esta labor permite la producción de material didáctico de distinto nivel, tanto para la ordenación territorial, la toma de decisiones, y la protección personal. Una población informada será menos vulnerable y estará más preparada a enfrentar un evento peligroso (Araña y Ortiz, 1996). Los vulcanólogos mediante conferencias públicas, pláticas en centros de enseñanza, material didáctico, carteles y folletos tienen el medio para acercarse a la población y mostrar el comportamiento de un volcán y sus peligros, labor primordial que no debe dejarse a un lado.

1.4 Antecedentes sobre Peligros Volcánicos.

Los volcanes exhiben una amplia variedad de estilos de actividad y por lo tanto diferentes tipos de peligros volcánicos. Cada peligro presenta diferentes características físicas, lo cual se refleja en la afectación de diferentes áreas y diferentes tasas de ocurrencia (Blong, 1996).

El conocimiento del comportamiento pasado de un volcán (estudios geológicos y registros geológicos) es fundamental para entender su funcionamiento actual y es la base para elaborar mapas de peligros volcánicos. La estimación de futuros peligros deriva del estudio de erupciones observadas y de la interpretación del registro tefraestratigráfico, así

como del análisis sistemático de los productos emitidos durante erupciones pasadas (Blong, 1996).

Los fenómenos volcánicos para su descripción y evaluación se pueden agrupar y dividir de manera amplia en diferentes formas. La Tabla 3 resume las relaciones cualitativas generales entre el tipo de volcán, la composición del magma y el estilo eruptivo, si es explosivo o efusivo y la violencia con que ocurre (Tilling, 1993). En la Tabla 4 los eventos volcánicos se clasifican por su tipo.

En la evaluación de los peligros volcánicos se han presentado diferentes metodologías, para diferentes volcanes y se han elaborado libros, sobre predicción de futuras erupciones (Tazieff y Sabroux, 1983), sobre los efectos de las erupciones y su mitigación (Blong, 1984, Crandell et al., 1984; Tilling y Beate, 1993) y compendios con los avances registrados en técnicas de monitoreo, sismología, geoquímica, determinación de los peligros volcánicos, evaluación del riesgo y manejo de emergencias volcánicas. (Latter, 1989; Scarpa y Tilling, 1996).. En Estados Unidos se han presentado varios trabajos sobre la zona de Cascade Range, el área donde se encuentra el Monte Santa Elena (Crandell y Mullineaux, 1975). Los autores reconstruyeron la historia eruptiva de los volcanes y cartografiaron los productos emitidos y con esta información elaboraron mapas de zonificación de los peligros, principalmente para los peligros por lahares, flujos piroclásticos y depósitos de caída, para los volcanes Monte Hood (Crandell, 1980; Scott et al, 1997); Monte Rainier (Crandell y Mullineaux, 1967; Hoblitt et al., 1995), Lassen Peak (Crandell y Mullineaux, 1970), Pine Creek (Crandell y Mullineaux, 1973), Monte Shasta (Miller 1981), Santa Elena (Crandell y Mullineaux, 1973; Peterson, 1988), Monte Adams (Scott et al, 1995) y Region Three Sisters (Scott et al., 2001). De estos trabajos destacan los mapas de peligros del Monte Rainier, elaborados por Hoblitt et al. (1995) donde los autores aplican la línea de energía y el coeficiente de movilidad para determinar el alcance máximo de los flujos piroclásticos.

En el área del Caribe, hay varios trabajos sobre las islas volcánicas. Westercamp y Traineau (1983) reconstruyeron la historia del Volcán Pelée durante los últimos 5,000 años y sus implicaciones en el manejo de futuros peligros. Además, Mantioli y coautores (1996) elaboraron un mapa de peligros del volcán mediante el procesamiento de imágenes y métodos fotogramétricos, aplicados en zonas de densa vegetación. Para el volcán Soufrière

Tabla 3 Relaciones generales entre tipos de volcanes, tipo predominante de lava, estilos eruptivos y características eruptivas más comunes (basado en Tilling, 1993)

Tipo de Volcán	Lava predominante		Estilo Eruptivo	Características eruptivas más comunes
	Composición	Viscosidad relativa		
Volcán Escudo	Basáltica	Fluida	Generalmente no explosivo a débilmente explosivo	Fuentes de lava, flujos de lava (extensos), lagos y pozas de lava
Estrato-Volcán	Andesítica	Menos Fluida	Generalmente explosivo pero a veces no explosivo	Flujos de lava (medianos), productos balísticos explosivos, caídas de tefra, flujos y oleadas piroclásticas
	Dacítica a Riolítica	Viscosa a muy viscosa	Típicamente muy explosivo, pero puede no ser explosivo, especialmente después de una explosión grande	Productos balísticos explosivos, caídas de tefra, flujos y oleadas piroclásticas, flujos de lava (cortos) y domos de lava

Tabla 4 Tipos de Eventos Volcánicos Peligrosos

Flujos de lava y domos
Corrientes piroclásticas de densidad Flujos piroclásticos Oleadas piroclásticas calientes Oleadas piroclásticas frías o basales Explosiones laterales
Lahares, flujos hiperconcentrados y crecientes
Avalanchas de Escombros Colapso Gravitacional
Caídas de tefra y proyectiles balísticos
Gases volcánicos
Sísmos volcánicos
Ondas de choque atmosféricas
Tsunamis

Westercamp (1980) evaluó y realizó una zonificación de los peligros volcánicos por flujos, mientras que Wadge e Isaacs (1988) realizaron un mapa de peligros volcánicos, aplicando un procesador de imágenes y aplicando la teoría de la línea de energía.

En Ecuador se han elaborado mapas de los volcanes Tungurahua, Cotopaxi, Cayembe y Guagua Pichincha, en los cuales se destacan los peligros por flujos piroclásticos y lahares (Andrade et al., 2005; Hall et al., 2005; Samaniego et al., 2004; Mothes et al., 2004; Samaniego et al., 2003, Hall et al., 1999; Mothes et al., 1998)

En Colombia se han elaborado varios mapas sobre los peligros del Nevado de Ruiz en el cual hacen una clasificación en grupos relacionando el tipo de peligro, antecedentes históricos, probabilidad, porcentaje de probabilidad, determinación del grado de riesgo y valor de intensidad de los daños (Cepeda et al., 1986; Hall, 1985; Parra y Cepeda, 1986, 1990; Wright y Pierson, 1992)

En Italia están los mapas para el Campi Fleagrei en el área de Pozzuoli donde se reconstruyó su historia eruptiva y se reporta el monitoreo de su sismicidad y sus manifestaciones termales cíclicas (Barberi, 1988, Rosi y Santacroce, 1994; Rosi, 1995). Sheridan et al (1988) y Rosi y Santacroce (1994), desarrollaron un modelo para las erupciones plinianas del Vesuvio, con una aplicación en la evaluación de los depósitos de caída. Pareschi y Santacroce (1988) también realizaron un trabajo sobre peligros volcánicos de caída de tefra y flujos piroclásticos del Vesuvio y elaboraron mapa de peligros por colapso de la columna eruptiva. Malin y Sheridan (1982) y Sheridan y Malin (1983) aplicaron sistemas de información geográfica elaboraron modelos digitales para realizar evaluaciones del peligro por oleadas piroclásticas (surges) en los volcanes de Vulcano, Lipari y Vesuvio, utilizando la línea de energía. En el volcán Etna, Forgione et al. (1989) elaboraron mapas de zonificación de peligros por flujos piroclásticos, oleadas y caída de ceniza.

Para el volcán Teyde, Gómez-Fernández, (1995, 1998, 2000) elaboró varios mapas de peligros por flujos piroclásticos, derrames de lava y caída de ceniza utilizando modelos digitales aplicando el SIG ILWIS para su zonificación.

En Japón se han elaborado mapas para los volcanes Fuji, Asama, Unzen, Sakurajima, Tarumai, Minamidake, Miyakeyima, en los cuales se han hecho mapas de

isopacas de las cenizas de caída, proyectiles balísticos, lava, flujos piroclásticos y lahares (NLA, 1992; Matsushita, 1988; Ui y Suzuki 1988; Uehara et al., 1988.)

Se han organizado también congresos y reuniones, (Kagoshima, 1988, IAVCEI, 1997, Roma y Nápoles 1998, Cities on Volcanoes (2000, 2003, 2006) donde se ha revisado el progreso en el estudio de los peligros volcánicos y su mitigación. Se han analizado los desastres provocados por el vulcanismo desde Krakatoa 1883, Nevado de Ruiz en 1985, Santa Elena, 1980, Chichón, 1982, y Pinatubo 1991, entre otros. También se han revisado las propuestas sobre la elaboración de mapas de peligros y riesgos y se han presentado planes y proyectos para la mitigación de los desastres y manejo de las crisis volcánicas y las perspectivas a futuro ante nuevos eventos volcánicos (Cullen, 1986; Wenger, 1988; Tilling, 1989; De la Cruz, 1993; Peterson, 1996).

En México se han presentado algunos mapas de peligros y evaluaciones de peligros, como son los mapas de peligros de los volcanes Popocatepetl (Macías et al. 1995; Boudal y Robin, 1989), Colima (Martín Del Pozzo et al., 1995) y Pico de Orizaba (Sheridan et al., 2001). El Centro Nacional de Prevención de Desastres editó en 1995, varios trabajos sobre la crisis del volcán Popocatepetl en 1994-95. Sheridan y Macías (1995) estimaron la probabilidad de riesgo para flujos piroclásticos en el volcán de Colima, utilizando el coeficiente de Heim. Rodríguez (1995) hizo algunas consideraciones preliminares sobre el riesgo que representa el volcán de Colima. Rose y Mercado (1986), y Mercado y Rose (1992) presentaron un mapa fotogeológico y dos mapas de riesgo volcánico, para el volcán Tacaná. Además, Macías et al (2000) y Mora et al. (2004) han elaborado mapas sobre peligros futuros y evolución del volcán de Tacaná.

1.5 Tipos de Peligros volcánicos

Se presenta una breve descripción de los eventos volcánicos y sus posibles consecuencias para establecer un marco de referencia para la zonificación de los peligros volcánicos y su representación en un mapa

Flujos Piroclásticos.

Los flujos piroclásticos representan la forma más violenta del vulcanismo explosivo dentro de los fenómenos eruptivos. El término “flujo piroclástico” se refiere en forma

genérica a los flujos de escombros piroclásticos que viajan como una mezcla de fragmentos rocosos y gases que se mueven rápidamente al ras del suelo, y que están controlados por la gravedad y el calor (Cas y Wright, 1993). Como regla general los flujos piroclásticos son canalizados a través de los valles y barrancos circundantes al volcán.

Los gases contenidos en los flujos piroclásticos son vapor de agua, CO₂, CO, SO₂ y H₂S. Los flujos alcanzan velocidades superiores a los 160 m/s, aunque solo duran, algunos minutos en movimiento. La temperatura de emplazamiento es superior a los 100° C, pudiendo alcanzar más de 900°C (Blong, 1996). Los flujos piroclásticos son comunes en volcanes andesíticos y dacíticos y en calderas silícicas (Tilling 1989). Los flujos pueden ser altamente erosivos cerca del cráter. Los flujos pequeños son generalmente flujos de bloques y ceniza compuestos principalmente de fragmentos densos o ligeramente vesiculados dentro de una matriz de ceniza, por lo general son de poco volumen, de movilidad baja y se encuentran emplazados alrededor del volcán, a unas pocas decenas de kilómetros del centro de emisión, principalmente dentro de los valles topográficos.

Los grandes flujos piroclásticos pueden cubrir miles a decenas de miles de kilómetros cuadrados y extenderse hasta 200 km de distancia. Durante su expansión pueden estar limitados o no por las barreras topográficas, excepto en las porciones más lejanas. Estos flujos son capaces de brincar obstáculos topográficos de hasta 1000 m (Blong, 1996). Y están compuestos de pómez, lapilli y ceniza (Tilling y Beate, 1993; Cas y Wright, 1993, Francis, 1995).

Debido a su masa, alta temperatura, alta velocidad y gran movilidad los flujos piroclásticos tienen una alta capacidad de destrucción, lo cual representa una grave amenaza para la vida, las propiedades y la infraestructura. Una vez que un flujo se ha desencadenado es muy difícil aplicar alguna medida para contrarrestar sus efectos, volviéndose una amenaza de muerte por asfixia, incineración, impacto y sepultamiento (Crandell et al., 1984, Tilling y Lipman, 1993; .National Land Agency of Gov. of Japan, 1992).

Oleadas Piroclásticas (Surges).

Las oleadas piroclásticas son dispersiones gas-sólido, bajas en concentración, que fluyen en forma turbulenta, que pueden ser frías o calientes y que fluyen sobre la superficie

del terreno a altas velocidades (Crandell et al., 1984, Scott 1993, Cas y Wright, 1993). A pesar de su baja concentración los surges poseen una alta energía cinética. A menudo se encuentran asociados con flujos piroclásticos y pueden fluir y moverse rápidamente a través de terrenos complejos. Las oleadas se pueden formar de las siguientes maneras: a) delante del avance de un flujo piroclásticos (Sparks y Walker, 1973; Wohletz y Sheridan, 1979; Francis, 1995); b) por el colapso de una columna eruptiva que puede o no producir flujos piroclásticos (Fisher, 1979; Scott, 1993); ó c) por la nube de ceniza que se forma a partir del flujo piroclástico (Crandell y Mullineaux, 1973; Fisher, 1979; Cas y Wright, 1993, Francis, 1995). El tamaño máximo de grano rara vez excede los 100 mm de diámetro. Se observan estructuras de flujo con estratificación laminar y cruzada, así como estructuras de impacto, dunas y antidunas. Presenta una distribución ligeramente circular con depósitos que se adelgazan al alejarse del cráter, dentro de un radio de 10 a 15 km. Pueden saltar obstáculos de hasta 1000 m de altura y emplazarse a velocidades de decenas de m/s y a veces de hasta cientos de m/s (Blong, 1996).

Las oleadas piroclásticas representan un peligro que pueden afectar áreas ubicadas en las partes altas de las paredes de los valles y hasta alcanzar valles aledaños, que incluyen destrucción por nubes de ceniza e impacto de fragmentos de roca, así como por enterramiento por los depósitos dejados. Las oleadas calientes representan algunos peligros adicionales como incineración, gases tóxicos y asfixia.

Las oleadas piroclásticas (surges) junto con los flujos han sido responsables de más del 70% de muertes causadas por erupciones volcánicas. Durante la erupción del Monte Pelée en la Isla Martinica, las nubes ardientes originadas a solo 6 km del pueblo de Saint Pierre, aniquilaron la población de poco menos de 30,000 personas. Esta erupción fue una mezcla de surge y explosiones laterales que impactaron la población a una velocidad de 33 m/s y a una temperatura de 700°C. La gente expuesta a la oleada murió instantáneamente por las quemaduras externas e internas junto con asfixia por la inhalación de los gases y el polvo ardiente (Smith, 1996). Otras erupciones que han provocado catástrofes volcánicas notables son el Vesuvio en el año 79 D.C. con más de 2000 víctimas; el Monte Lamington en 1951 con 3,000 víctimas y el volcán Chichonal en 1982 que produjo la muerte de 2,000 personas (Scott, 1993).

Explosiones Laterales.

Las explosiones laterales son fenómenos complejos que comparten características de flujos piroclásticos y oleadas. Las explosiones laterales son causadas por la despresurización repentina de los gases magmáticos o por la explosión debida a una sobrepresión de un sistema hidrotermal (Hoblitt et al., 1995, Rosi, 1996). Esta liberación de los gases puede ser desencadenada por la presión de los volátiles que excede la carga de las rocas sobreyacientes y causa una explosión que remueve estas rocas, expulsándolas o deslizándolas en una dirección. La explosión lateral se dirige hacia adelante en un ángulo bajo aproximándose a la horizontal o deslizándose sobre las laderas del volcán (Crandell et al. 1984), pudiendo afectar amplios sectores del volcán dentro de un radio de 180 grados y alcanzar distancias de decenas de kilómetros (Scott, 1993).

El mecanismo de transporte de los materiales arrojados del sitio de la explosión incluye el lanzamiento de fragmentos en trayectorias balísticas, flujos piroclásticos y oleadas o la combinación de ellos y otros aún no reconocidos (Crandell et al., 1984, Scott, 1993). Los depósitos resultantes de una explosión lateral muestran formas que pueden ser atribuidos a dos o más mecanismos de transporte, así como evidencias de que estos procesos pueden ser gradacionales entres sí (Crandell et al., 1984).

Las explosiones laterales se encuentran entre los fenómenos más destructivos, que ocurren en periodo de unos minutos, capaz de aniquilar todo indicio de vida sobre el suelo y destruir estructuras por la fuerza de la nube de explosión, por el impacto de escombros, abrasión, enterramiento, asfixia y calor (Scott, 1993).

Caídas de Tefra y proyectiles balísticos.

Los depósitos de caída representan uno de los fenómenos volcánicos que causan mayor impacto dentro de la actividad humana por su alta capacidad de distribución lo que le permite alcanzar grandes distancias, afectando un gran número de poblaciones como sucedió en el volcán Pinatubo, donde la densa lluvia de ceniza oscureció las principales ciudades de Filipinas como Luzón, depositando capas de 10 a 25 cm de espesor que humedecidas por las lluvias de los tifones colapsaron un gran número de casas y edificios, así como sepultando tierras de cultivo, causando daños por más de 400 millones de dólares y afectando a mas de 216,000 familias (Paladio-Melosantos et al., 1998).

La tefra está constituida por fragmentos de roca y lava (escorias y pómez) pulverizados que han sido expulsados hacia la atmósfera durante la erupción y que son arrastrados hacia arriba por la columna eruptiva y los gases, posteriormente cuando la fuerza de empuje es menos que la fuerza de gravedad caen de regreso hacia la superficie de la tierra. La altura de la columna eruptiva está determinada por la temperatura del material expelido y por la tasa de emisión del mismo, las cuales junto con la dirección y fuerza del viento son los factores que controlan el transporte y dispersión de la tefra (Blong, 1984; Scott, 1993; Francis, 1995).

La tefra varía de tamaño desde ceniza (<2 mm), a lapilli (2-64 mm), hasta bloques y bombas (>64mm) que pueden alcanzar un diámetro de hasta algunos metros (Fisher, 1966; Fisher y Schmincke, 1984).

En los depósitos de caída la columna eruptiva puede alcanzar alturas de hasta 55 km, aunque lo común es de 3 a 10 km. La velocidad con que el viento transporta la tefra varía de <10 a <100 km/h. Los depósitos de tefra pueden extenderse 1000 km o más en la dirección del viento, aunque los depósitos resultantes son muy delgados. El material de <64 mm alcanza su equilibrio térmico al introducirse en la atmósfera, aunque las pómez pueden estar por encima de la temperatura de ignición hasta 30 km. de altura. Las lluvias de ceniza pueden ser tan densas que pueden bloquear la luz, provocando una visibilidad de casi cero durante varias horas. La tefra se compacta a cerca de la mitad de su espesor original en algunos días, especialmente si esta húmeda; su densidad de compactación puede ser de 1.6 t/m³ o más alto. La tefra es altamente abrasiva cuando es arrastrada por el viento, principalmente si está compuesta de partículas de vidrio. La tefra es magnética y altamente conductiva cuando está húmeda y funde a temperaturas entre 900 y 1000°C (Blong, 1996).

Al incrementarse la distancia desde el centro de emisión, la tefra presenta una disminución en el tamaño de los granos y forma depósitos más delgados. Sin embargo, en algunas erupciones históricas se ha observado que en algunas zonas el espesor de capas de tefra aumenta por la acreción de las partículas de tefra (Carey y Sigurdsson, 1982, Brazier et al. 1983, Carey, 1996).

En contraste los proyectiles balísticos abandonan el cráter a velocidades que varían de decenas a centenares de metros por segundo, y siguen trayectorias que no son afectadas por la dinámica de la columna eruptiva o por el viento.

Los proyectiles balísticos afectan un área circular alrededor del volcán, usualmente limitada a un radio de 3 a 5 Km. Poseen una alta energía de impacto. Su densidad alcanza valores de hasta $3t/m^3$, aun que generalmente son mucho más bajos. La bombas frías son bloques arrancados de las paredes del conducto, mientras que las bombas calientes son burbujas de magma fresco, lanzadas a altas temperaturas (Blong, 1996).

Las caídas de tefra y los proyectiles balísticos son una amenaza para la vida y las propiedades por (1) la fuerza del impacto de los fragmentos que caen, (2) enterramiento, (3) formación de una suspensión de partículas de grano fino en el aire y en el agua, y (4) el transporte de gases nocivos, ácidos, sales y en las cercanías del conducto calor (Scott, 1993).

En las cercanías del volcán el impacto de bloques y bombas puede lesionar y aun matar a las personas. La ceniza fría o caliente puede dañar el aparato respiratorio. El peso de los depósitos de ceniza y pómez pueden colapsar los techos de las construcciones y romper las líneas de electricidad y teléfonos. La ceniza puede destruir la vegetación y las tierras de pastura, pueden desgastar la dentadura del ganado y su ingestión puede dañar a personas y animales. La ceniza en la atmósfera reduce y hasta oscurece la visibilidad, afectando el tráfico de ferrocarriles y caminos. La ceniza afecta los motores, tapando los filtros y desgastando las partes móviles. También pueden arrastrar ácidos que pueden corroer metales y dañar o matar zonas de cultivo. También pueden obstruir canales y drenaje, y la ceniza fina infiltrarse y causar cortocircuitos, en las líneas de abasto, así como en transformadores y aparatos electrónicos. La ceniza también puede contaminar depósitos de agua no protegidos y tapar filtros y sistemas de aire y calefacción. (Crandell et al., 1984).

Los depósitos de caída mojados o húmedos son más peligrosos que los secos porque son mucho más pesados. Un depósito de ceniza y lapilli seco de 10 cm, puede pesar entre 20 y 100 kg/m^2 , mientras que una capa del mismo espesor húmeda puede pesar 50-150 kg/m^2 . La diferencia de peso es significativa cuando se acumula sobre el techo de una construcción. También la ceniza húmeda es mucho más cohesiva, lo cual causa que se adhiera con mayor facilidad a los cables eléctricos, a las líneas del teléfono y los techos de las construcciones, además interfiere con el movimiento de los pies y las ruedas de los vehículos. La tefra dispersada sobre una cuenca hidrográfica, puede inducir cambios

importantes en las relaciones precipitación/escorrentía. Depósitos de ceniza fina con una baja permeabilidad en temporadas de lluvias llevan a un incremento en la escorrentía, a una erosión acelerada, inundaciones, corrientes de lodo y ajustes en los canales de los ríos. Al contrario los grandes depósitos de tefra de grano grueso pueden incrementar la capacidad de infiltración y prácticamente eliminar la escorrentía (Blong, 1984; Crandell et al, 1984; Scott, 1993).

Flujos de lava y domos.

Los flujos de lava son debidos a la efusión subaérea de corrientes de material fundido que fluye a través de fisuras y cráteres. La lava escurre por gravedad como un fluido viscoso. La distribución y morfología de los derrames de lava están principalmente gobernados por su viscosidad, tasa de emisión y la topografía a lo largo de su camino. La lava basáltica es menos viscosa y fluye más rápido sobre las laderas o dentro de un canal. Las lavas andesíticas son más viscosas que las basálticas y por lo tanto fluyen a menor velocidad, originando flujos más cortos y con mayores espesores que los flujos basálticos (Nat. Land Agency of Gov. of Japan, 1992). Las lavas dacíticas y riolíticas son mucho más viscosas y solamente en raras ocasiones forman largas coladas, generalmente forman cuerpos radiales casi simétricos en forma de tapones y domos. La emisión lenta del magma viscoso (intermedio a silíceo) permite a la lava acumularse alrededor del conducto formando colinas redondeadas o domos (Kilburn et al., 1995).

Los flujos de la lava fluyen a temperaturas de 750 a 1150° C, por encima del punto de fusión de muchos materiales. Al fluir al contacto con el aire forma en la superficie una costra, pero internamente puede conservar muy alta su temperatura por varios años. La tasa de flujo depende de la viscosidad, variando su velocidad de unas decenas de m/hr hasta más de 60 km/hr (en zonas de fuerte pendiente y una alta tasa de efusión). Su espesor varía de 1 a 2 m para lavas fluidas hasta decenas de metros para lavas muy viscosas. Los flujos siguen las depresiones topográficas, represando ríos. Los tubos de lava permiten viajar mayores distancias, fluyendo algunas decenas de kilómetros a través de estos. Algunas nubes nocivas se pueden formar mientras el volcán está en erupción (Blong, 1996).

Las lavas se clasifican de acuerdo a su morfología superficial dominante en pahoehoe, aa, o en bloques. En escala longitudinal de ~0.1 a 1 m la superficie de un flujo

pahoehoe aparece alisado, mientras que los flujos aa y en bloques son sumamente irregulares y comúnmente forman una capa de escombros fragmentados. Los fragmentos de aa y de bloques se distinguen por su tamaño y apariencia: los fragmentos aa están retorcidos y tienen una sección de ~0.1 m o menos tienen una textura espinosa en una escala milimétrica. Por su parte los fragmentos en bloques pueden alcanzar varios metros de sección y tienden a ser angulares con superficies planas (Kilburn et al., 1995).

Dadas sus bajas velocidades, rara vez constituyen una amenaza para la vida humana, sin embargo en las regiones a través de las cuales pasa un flujo de lava, tierras agrícolas, bosques, zonas urbanas son sepultados, destruidos y quemados. En ocasiones pueden bloquear corrientes fluviales, formando represas naturales. Los flujos de lava pueden también fundir nieve y hielo, lo cual a su vez puede formar flujos de escombros y crecientes (Crandall et al. 1984, Scott, 1993).

Avalanchas de Escombros.

Son deslizamientos en masa de partes completas del volcán debidas al fallamiento de un sector del edificio y son considerados como una variedad de flujos de materiales secos, dry debris flows (Ui, 1983), dry rock avalanche o debris avalanche (Siebert, 1984, 1996). Los colapsos son debidos a fallas, deformación interna provocada por intrusión de nuevo magma, fuertes pendientes, alteración hidrotermal, erosión y otros procesos que desarrollan superficies de cizalla (Ui, 1989; Scott, 1993; Rosi, 1996). El deslizamiento puede ocurrir por efecto de varios meses de actividad sísmica precursora, deformación, actividad explosiva, fuertes pendientes, nevadas y deshielo como el volcán Usu en 1981 (Kademura et al., 1983). Después del colapso se forma una estructura semicircular en forma de anfiteatro o herradura como resultado del colapso (Ui, 1983). También en ocasiones se le denomina caldera de avalancha (Siebert, 1984).

Los depósitos de las avalanchas comúnmente presentan una superficie cubierta por montecillos (hummocks) y bordes con escarpes abruptos en las zonas laterales y distales. Los depósitos de avalanchas de escombros volcánicos están constituidos por fragmentos de roca fracturados en un amplio rango de tamaños provenientes del volcán fuente y de rocas arrastradas durante el transporte. Sus depósitos no presentan estratificación ni clasificación. Los grandes bloques conservan parcialmente sus características originales, como

estructuras primarias, estratificación, etc. (Siebert, 1996). Las avalanchas de escombros muy grandes ($>10 \text{ km}^3$) suelen ser más móviles que las más pequeñas). Grandes avalanchas han viajado varias decenas de kilómetros sobre pendientes de menos de 1° cubriendo áreas de más 100 km^2 (Siebert, et al. 1987; Siebert, 1992)

Los volúmenes transportados son de varios kilómetros cúbicos y aún varía decenas de kilómetros cúbicos; con espesores de varias decenas de metros. Viajan normalmente distancias de 20 a 30 km, pero pueden viajar hasta más de 100 km. (Blong, 1996).

Aunque el colapso de los flancos de un volcán es un evento raro, su capacidad de destrucción potencial es muy alto debido a: 1) al poder destructivo mismo de la avalancha; 2) la avalancha puede ser acompañada por otros eventos violentos como: explosiones laterales; y 3) en zonas costeras pueden originar tsunamis o maremotos (Rosi, 1996). Las avalanchas entierran y destruyen todo lo que encuentran a su paso, modifican la topografía preexistente, rellenando valles, represando ríos y formando lagunas, que pueden drenar generando inundaciones y lahares secundarios. Adicionalmente pueden generar lahares y crecientes directamente a partir del desagüe de las avalanchas (Scott, 1993)

Lahares.

Los lahares son corrientes lodosas formadas por la mezcla de fragmentos de roca y agua formados en un volcán, que se originan por la fusión de nieve y hielo, lluvias torrenciales (principalmente en zonas tropicales), rompimientos de lagos cráter, destrucción de presas, por la interacción de los flujos piroclásticos con los ríos y avalanchas asociadas a glaciares y actividad hidrotermal, que se transforman en lahares, muy cerca de su origen (Francis, 1995). Extensos lahares y grandes inundaciones se llegan a presentar durante las erupciones freatomagmáticas, que favorecen la formación de tormentas producidas por la condensación del vapor de agua lanzado hacia la atmósfera por el volcán (Rosi, 1996).

Los lahares pueden dividirse en dos tipos fundamentales con base al contenido de sedimentos y a su comportamiento reológico: lahares densos y flujos hiperconcentrados (Pierson y Costa, 1987). Los lahares y los flujos hiperconcentrados son los miembros terminales de una serie continúa de procesos que varían desde lahares densos dominados por flujos laminares hasta crecientes de agua turbulentas (Scott, 1993). Las propiedades físicas de los lahares están controladas por el tamaño del grano y el contenido de agua, pero

incluyen una alta resistencia al punto cedente, una densidad total alta ($\approx 2000 \text{ kg/m}^3$), y una viscosidad aparentemente alta. Durante el avance del flujo ocurren transformaciones por: (1) las crecientes (ricas en agua) que incorporan progresivamente más sedimento convirtiéndose en lahares; este proceso se denomina inchamiento; (2) los lahares se diluyen por el incremento del agua o por la pérdida de sedimento transformándose en flujos hiperconcentrados, también denominados descarga terminal del lahar (tienen aproximadamente 20 a 60 % de sedimento por volumen) y crecientes diluidas (Fisher, 1983; Pierson y Costa, 1987; Major y Newhall, 1989; Coussot y Meunier, 1996).

Los lahares pueden ser primarios o secundarios, dependiendo de si están relacionados en forma directa o indirecta con la actividad volcánica. Los lahares primarios son aquellos que provienen de flujos piroclásticos mezclados con agua (calientes), formados con el agua proveniente del rompimiento de un lago cráter (calientes y fríos) y causados por la fusión del hielo y la nieve durante la erupción. Los lahares secundarios pueden ser resultados de lluvias intensas, fusión del hielo o la nieve durante los cambios de estaciones y por el desbordamiento de ríos y lagos sobre depósitos piroclásticos sin consolidar. Los lahares secundarios generalmente son fríos (Verstappen, 1992). Los lahares calientes, como en el volcán Pinatubo, varían de 30 a 60° en promedio, aunque en su zonas de emisión algunos llegaron a presentar temperaturas de hasta 80° C (Pierson et al., 1996).

Los lahares se generan en áreas donde los depósitos no están consolidados, principalmente de más de 150 mm de espesor, sobre laderas inclinadas, y con precipitaciones mayores 10 mm/h, o cuando rellenan canales. El espesor de un flujo es de apenas algunos metros, pero el espesor del depósito del lahar puede alcanzar algunas decenas de metros. Los lahares pueden ser fríos o calientes. La corriente de sedimentación cubre extensas áreas, incrementado la turbidez de los arroyos y represas, y contaminando con sustancias químicas nocivas los depósitos de agua potable (Blong, 1996). Los lahares pueden ser erosivos al incrementarse la corriente. En su camino pueden arrastrar bloques del tamaño de una casa y troncos. Comúnmente el frente de flujo contiene bloques o cantos redondeados. Los lahares corren por las depresiones topográficas, pero en ocasiones los flujos tapan con los bloques el drenaje originando lagos en los valles. Las áreas de inundación y la longitud de un lahar están controladas por el volumen del lahar, la topografía, sus características granulométricas y por las transformaciones que sufre en su

recorrido. Un lahar de gran volumen, alto contenido de arcillas y que corra a través de un cauce angosto puede recorrer grandes distancias. Por el contrario lahares con bajo contenido en arcillas se atenúa rápidamente aguas abajo; de igual forma sucede con los lahares que se esparcen sobre áreas amplias del relieve. Los lahares que se mueven a altas velocidades pueden ascender paredes en la parte exterior de curva y sobrepasar barreras topográficas (Scott, 1993).

El peligro puede continuar por meses y aún años después de la erupción, con la formación de lahares secundarios debidos a laderas cubiertas de ceniza y lapilli, materiales volcánicos no consolidados que son particularmente propensos a una removilización posterior. Los depósitos de ceniza fina en especial favorecen el desarrollo de lahares secundarios debido a: (1) una reducción substancial de la infiltración del agua (y por lo tanto un incremento en el escurrimiento); y (2) la generación de torrentes ricos en material fino con una alta capacidad de transporte (Rosi, 1996).

Los lahares se encuentran entre los fenómenos más peligrosos asociados con la actividad volcánica, porque tienen un alto potencial destructivo que amenaza vidas humanas y propiedades, sobre todo a lo largo del fondo de los grandes valles, donde se encuentran a menudo asentamientos e importantes tierras de cultivo. Debido a su alta densidad y a su velocidad, los lahares pueden destruir casas, campos de cultivo, vegetación natural, y afectar importantes estructuras como puentes, vías de comunicación, infraestructura, etc. También debido a que pueden viajar grandes distancias (> 100 km), pueden afectar áreas lejanas, aparentemente sin riesgo. Los depósitos de lahares pueden rellenar los cauces de los ríos, disminuyendo su capacidad de drenaje, favoreciendo inundaciones. Además, la sedimentación en ríos grandes puede afectar su navegabilidad. (Crandell y Mullineaux; 1984, Scott, 1993; Rosi, 1996).

Gases volcánicos.

Todos los magmas contienen gases disueltos que son liberados durante y entre las erupciones y también pueden ser emitidos por sistemas hidrotermales. Los gases volcánicos consisten principalmente de vapor de agua, monóxido de carbono, dióxido de carbono, ácido sulfídrico, óxidos de azufre, cloro, flúor, hidrógeno y nitrógeno (Crandell y Mollineaux, 1984). Estos gases son transportados desde los centros de emisión en aerosoles

ácidos, como compuestos químicos absorbidos por la tefra y como sales en partículas microscópicas (Blong,1996).

Los efectos del gas volcánico están relacionados directamente con su concentración, la cual decrece con la distancia desde su punto de emisión. Normalmente, los efectos nocivos están restringidos a un radio de 10 km desde el punto de emisión. Sin embargo en ocasiones el gas y los aerosoles se mezclan con la lluvia formando lluvias ácidas que se pueden transportar hasta 2000 km. de distancia del volcán, afectando campos cultivos y construcciones por corrosión de metales y materiales de construcción (Crandell y Mullineaux, 1984). Los sulfatos, cloruros y fluoruros reaccionan con el agua formando ácidos venenosos. Los gases son nocivos para los ojos, la piel y el sistema respiratorio en seres humanos y animales, aún en concentraciones bajas. El anhídrido carbónico y el monóxido de carbono son inodoros y pueden ser no detectados por la población. El monóxido de carbono es venenoso, mientras que el anhídrido carbónico es más denso que el aire y se acumula en zonas bajas o depresiones topográficas, provocando la asfixia a personas y animales que penetren en el área.

Sismos.

Los sismos que acompañan las erupciones volcánicas generalmente son pequeños comparados con los sismos no volcánicos, sin embargo en ocasiones estos son de mayor magnitud y pueden causar daños durante, antes o después de las erupciones. Un ejemplo es la erupción del volcán Sakurayima en 1914 que originó un sismo de 7.1 en la escala Richter (NLA of Gov. of Japan, 1992). La generación de sismos en áreas volcánicas se puede dar por (1) el movimiento del magma, gases y la formación de fracturas asociadas, (2) explosiones volcánicas, (3) movimientos en masa en gran escala, y (4) esfuerzos tectónicos (Blong, 1984) Los sismos de las dos primeras categorías son generalmente someros y de magnitud pequeña a moderada ($M \leq 5$) y raras veces causan daños, aunque hay algunas excepciones. Sismos generados por grandes movimientos en masa o por esfuerzos tectónicos son mucho más fuertes ($M \geq 5$) que aquellos generados por explosiones volcánicas o movimiento de magma. Sismos fuertes y destructivos ($M \geq 7$) generalmente ocurren como respuesta a súbitos desplazamientos de algún sector del volcán, también se hallan asociados a límites convergentes dentro de los arcos volcánicos (Scott, 1993).

Los sismos generalmente solo afectan las zonas cercanas al volcán, generalmente son someros, las áreas afectadas se deben principalmente a movimientos de suelos inestables o mal compactados. Los sismos también pueden ser mecanismos iniciadores de movimientos en masa, los cuales pueden resultar en la formación de otros eventos peligrosos como avalanchas y lahares (Blong, 1996).

Deformación del suelo.

La deformación del suelo es causada por la intrusión del magma y capas de lava y material piroclástico que se acumula alrededor de las laderas (Smith, 1996). Muchos volcanes se hinchan antes de una erupción, debido al movimiento del material fundido dentro de ellos, aumentando su volumen. Este hinchamiento puede variar de unos cuantos milímetros, perceptibles únicamente inclinómetros muy precisos, hasta varias decenas de metros (Blong, 1996), formando un área muy visible, acompañados en ocasiones por fisuras en la superficie. La deformación de la superficie también puede ser debida a la formación de criptodomas que producen una fuerte alteración tanto vertical como horizontal, como sucedió en el Volcán Usu, en Japón. Entre abril de 1944 y septiembre de 1945, el domo creció en el interior del volcán, generando frecuentes sismos y acompañado de algunas erupciones freáticas. El domo se elevó a razón promedio de 30 cm por día, y eventualmente alcanzo un levantamiento de 150 m (Crandell et al., 1984). El área afectada por la deformación del terreno se limita quizá a unos 15-20 km de radio desde el cráter. La subsidencia generada después de una erupción puede afectar cientos de kilómetros cuadrados (Blong, 1996). El inchamiento y desinchamiento de un volcán rara vez representa un peligro directo, sin embargo la deformación debilita las laderas e incrementa la posibilidad de deslizamientos y colapso sobre los flancos del volcán, los cuales se pueden desencadenar con la actividad sísmica. Estos movimientos de masa pueden representar un gran peligro ya que pueden destruir y sepultar casas, campos de cultivo y vías de comunicación.

Tsunamis.

Los tsunamis son grandes olas, o grandes trenes de olas marinas, de periodo largo, generadas por el súbito desplazamiento de grandes masas de agua. Estas olas atraviesan las

agua profundas a gran velocidad en forma de olas anchas y bajas, para luego elevarse considerablemente al acercarse a las playas. La mayoría de los tsunamis se deben a sismos en el fondo del mar, acompañados por desplazamientos de fallas geológicas (Scott, 1993). Los tsunamis de origen volcánico se forman por el colapso de todo o parte del volcán o hundimientos locales en zonas cercanas a la costa o en el fondo del mar. También la entrada de flujos piroclásticos y avalanchas en el mar, así como por el impacto de violentas erupciones sobre el mar pueden generar tsunamis (Crandell et al, 1993). En mar abierto el oleaje puede alcanzar velocidades mayores de 800 km/h, pudiendo en circunstancias excepcionales alcanzar alturas de más de 30 m; al llegar a las costa un tsunami puede alcanzar una velocidad de inundación de 1- 8 m/s (Blong, 1996).

Un tsunami es un fenómeno raro durante las erupciones, sin embargo cuando éste se presenta tiene una enorme capacidad de destrucción, siendo la única protección la vigilancia continua y el desarrollo de alarmas en zonas de alto riesgo. Esto permitirá la evacuación de las poblaciones amenazadas. Históricamente los tsunamis han causados enormes daños y provocado gran cantidad de muertes, el ejemplo mas importa son los tsunamis producidos en 1883 por el volcán Krakatoa (VEI=6) , que invadieron las costas circundantes con olas de hasta 35 metros de altura, devastaron parcial o totalmente 300 pueblos y causaron la muerte de más de 30,000 personas (Scott, 1993, Smith, 1996). En Japón la constante actividad volcánica ha generado a lo largo de su historia varias catástrofes, como el colapso del monte Mayuyama en el mar Ariake, como parte de la actividad del volcán Unzen, que generó un gran tsunami que causó la muerte a 15,000 personas. También en la isla de Oshima-Oshima en Hokkaido sufrió una gran devastación debida a una gran erupción en 1741, que destruyo el edificio volcánico, originó una avalancha que se introdujo dentro del mar, lo que provocó una gran oleaje que azotó la costa opuesta de Okkaido, matando a 1475 personas (NLA. of Gov. of Japan, 1992).

Relámpagos.

Las densas nubes eruptivas de tipo vulcaniano a menudo son acompañadas por relámpagos (Alcaraz, 1989). Los relámpagos ocurren principalmente cuando hay mucho polvo fino junto con una fuerte expansión de los gases. La diferencia de potencial que origina las descargas eléctricas es producto de la fricción entre las partículas de tefra, el

vapor de agua y otros gases. Los relámpagos pueden caer verticalmente o en forma oblicua. También se observan en forma de chispas, como gruesas líneas rectas, ramificados como tenedor, o presentarse encadenados uno tras otro, generando un incesante bombardeo de destellos, los relámpagos pueden o no estar acompañados por truenos (Blong, 1984). Las descargas pueden ocurrir de la nube al suelo cerca del volcán, o producirse dentro de la nube eruptiva, o de nube a nube, esta actividad puede ocurrir cerca o hasta 200 km del centro volcánico (Blong, 1996). Las descargas eléctricas generalmente no representan ningún peligro, aunque el centelleo y trueno en ocasiones provoquen pánico no causan daños ni a la vida ni a las propiedades, el único efecto hasta ahora detectado es una interferencia estática en las radiocomunicaciones (Blong, 1984; Alcaraz, 1989).

Ondas de choque atmosféricas.

Las erupciones volcánicas producen una gran variedad de sonidos y ondas de presión, que generalmente no representan ninguna amenaza para el hombre y sus propiedades. Sin embargo durante algunas erupciones extraordinarias por su magnitud han generado un rápido movimiento de material arrojándolo a velocidades supersónicas que han originado ondas de choque atmosféricas con suficiente energía para causar daños a estructuras, incluso algunas distantes. Ejemplos de esta actividad en tiempos históricos hay varios, entre ellos destacan Tambora en 1815, que generó una onda de choque que produjo la rotura de ventanales ubicados a 400 km de distancia (Scott, 1993), Krakatoa en 1883 cuya onda de choque se sintió a 830 km del volcán (Blong, 1984), la erupción de la Isla Fernandina en las Galápagos, que dañó a edificios situados a 100 km de distancia (Simkin y Howard, 1970).

Las presiones generadas en la mayoría de los volcanes no afectan las estructuras, sin embargo cuando alcanzan una amplificación de 15 veces o más la presión del sonido, es decir alrededor de 10,000 Pa, energía suficiente para que el sonido pueda escucharse a 800 km de distancia, esta fuerza puede afectar edificios y estructuras a varias decenas de kilómetros del centro de emisión (Blong, 1996; Scott, 1993).

Efectos atmosféricos.

Algunos estudios sugieren que las grandes erupciones volcánicas pueden causar importantes alteraciones en el clima global. Grandes columnas eruptivas pueden inyectar en la estratósfera importantes cantidades de material piroclástico que por su tamaño pequeño y densidad baja pueden permanecer en suspensión por mucho tiempo. Stothers et al. (1989) han estimado que importantes cantidades de sulfuro se han liberado durante las erupciones prehistóricas mas grandes. La erupción más grande conocida durante el Cuaternario es la del volcán Toba (Indonesia, 75,000 años a.P.) la cual produjo 1000 km³ de lava y pudo haber liberado suficiente sulfuros volátiles para formar una capa de aerosoles de H₂SO₄ en la atmósfera. También durante el Mioceno, voluminosas erupciones fisurales basálticas pudieron liberar sulfuros que se almacenaron en la estratosfera y que pudieron generar diversos efectos sobre el clima, desde cambios moderados, periodos de oscuridad, clima más frío, lluvias ácidas, hasta un posible invierno nuclear (Stothers et al., 1989). Estos efectos son difíciles de predecir, ya que pueden generar cambio globales y aún cambios locales, Francis (1995) propuso que algunas oscilaciones de la corriente del Niño podrían estar relacionadas con algunas erupciones, sin embargo aún falta mucho información y estudios para determinar con más exactitud los la relación de la erupciones volcánicas y los cambios climáticos.

Como síntesis se elaboraron las tablas 5 y 6. En la tabla 5 se presenta una comparación entre los diferentes productos piroclásticos y depósitos. En la tabla 6 se presenta un resumen de las características físicas de los peligros volcánicos en cuanto a su capacidad de afectación considerando la distancia que alcanzan los productos, el área que cubren, la velocidad y temperatura a la que se desplazan (Blong, 1996).

Fenómeno	Distancia de afectación		Área afectable		Velocidad		Temperatura (°C)
	Promedio (Km)	Máxima (KM)	Promedio (Km ²)	Máxima (Km ²)	Promedio (m/s)	Máxima (m/s)	
Flujos de lava	1-4	100	<2	500	<1	<30	750-1150
Proyectiles Balísticos	<2	+ 5	10	~80	50-100	+100	<1000
Caídas de Tefra	20-30	+800	>100	>10000	<15	~30	Aire ambiente
Flujos Piroclásticos	<10	50-100	5-20	1000	20-30	<300	<900
Oleadas Piroclásticas	4	<20	50	1000	20-30	<100	Frío a 400
Lahares	~10	+300	5-10	200-300	3-10	+30	Fríos a <100
Avalanchas	5-10	>100	10	>1000	20	+100	Fríos a 200
Actividad Sísmica	<20	+50	>1000	+7000	<5500	<5500	--
Deformación del suelo	<10	<20	~10	100	<10 ⁻⁵	<10 ⁻⁵	--
Tsunamis	<50	+600	100	5000	2-3	<10	Temp. del agua
Ondas de Choque	10-15	+800	100	1000	>300	>500	Medio ambiente
Relampagos	<10	+120	<300	3000	12x10 ⁵		Sobre el punto de ignición
Lluvia ácida y gases	20-30	+2000	<100	+20000	<15	~30	Temp. del aire

Tabla 5. Resumen de la capacidad de afectación de los peligros Volcánicos (Blong, 1996)

	Avalanchas	Lahares	Flujos de Lodo	Flujos Piroclásticos	Oleadas Piroclásticas (Surges)	Depósitos de Caída	Morrenas	Depósitos Fluviales
Fragmentos > 2 mm	Contiene bloques de varias toneladas estructuras de rompecabezas y forma hummocks	Puede contener bloques de varias toneladas	Escaso material grande, aunque puede contener cantos y guijarros	Puede presentar grandes bloques aunque no extremadamente grandes	Bloques hundidos bombas y lapilli acrecionado	Puede tener bloques (bombas)	Pueden presentar bloques de hasta varias toneladas	La presencia de grandes bloques es rara
Clasificación	Mala con ausencia de material arcilloso	Pobre, presenta arcilla	Pobre, matriz compuesta de arcilla y limo	Pobre matriz de ceniza y lapilli	Pobre a regular	Buena	Pobre, matriz limoarenosa	Varia desde pobre hasta muy buena, la matriz varia desde arcilla hasta arena
Gradación	Ausente	Ausente, aunque puede presentarse normal o inversa	Normalmente ausente	Poco desarrollada o ausente, normalmente inversa cuando esta presente	Normal, inversa o ausente	Normal	No presenta Deposición caótica	Normal, bien desarrollada
Estratificación y espesor	Débil estratificación interna, se deposita en capas gruesas	No presenta, se deposita en capas gruesas	No presenta, se deposita en capas gruesas	Débil estratificación, con espesores medios a gruesos	Laminar, y cruzada, en capas delgadas	Laminar, espesores variables	No presenta, se deposita en capas gruesas	laminar y cruzada, espesores variables, delgados en canales
Composición del depósito	Principalmente accesorio y secundario escaso juvenil. Mono o heterolitológico	Bloques piroclastos y material epiclastico	Pueden o no ser volcánicos	100% volcánico piroclastos y material epiclastico	Piroclastos y material epiclastico	Principalmente piroclásticos, aunque puede contener frags. accidentales	Heterolitológico con mezcla de rocas de diferente origen	Material 100% epiclastico, excepto en áreas con vulcanismo activo
Forma del los fragmentos	Angulosos y subangulosos Jig saws y fantasmas	De angulosos a subredondeados	Subredondeados a redondeados	Angulosos y subangulosos	Angulosos y subangulosos	Anguloso a subredondeado	Subangulosos y subredondeados con caras facetadas y estrías	Normalmente redondeados y subredondeados
Presencia de materia orgánica	Escasa	Sin carbonizar y carbonizada	Sin carbonizar y carbonizada	Carbonizada	Carbonizada	Puede o no estar carbonizada	Sin carbonizar	Sin carbonizar si esta presente
Contenido de pómez	Escaso o Ausente	Común en algunos lahares	Depende del material subyacente	Común en algunos depósitos	Puede o no estar presente	Depende de la composición	Normalmente no hay excepto en zonas volcánicas	Normalmente no hay excepto en zonas volcánicas
Distribución del depósito	Cubre extensas áreas y se dispersa en planicies	Rellena valles, en planicies y piedemonte de dispersa	En valles y abanicos en piedemonte y planicies	Principalmente en valles, aunque puede cubrir el relieve preexistente	Cubre el relieve preexistente	Cubre la superficie	En planicies y valles, forma crestas laterales bajas alargadas	Unicamente en valles
Formas del relieve	Hummocks y abanicos, rellenos ondulados, laderas inclinadas, frentes y márgenes abruptos,	Plano en valles, forma abanicos en piedemonte, forma lomas y terrazas presenta leveés	Rellenos ondulados y abanicos en planicies y piedemonte	Rellenos planos en valles, a veces ondulados, forma abanicos en su desembocadura	Cubre y sigue el contorno del relieve preexistente	Sin expresión directa se adapta al relieve preexistente suavizandolo	Lomas en forma de media luna perpendiculares al valle o lomas alargadas paralelas al valle y asociadas a circos glaciales	Terrazas, valles, meandros, conos aluviales y planicies
Contacto en la base	Erosional	No es Erosional	No es erosional	Puede ser o no erosional	Normalmente no es erosional	No es erosional	Erosional, deja estrías en la roca subyacente	Erosional
Naturaleza de sus márgenes en áreas planas	Frentes y márgenes abruptos	Típicamente digitales	Pueden ser digitados o suavizados	Tipicamante digitalizados	Pueden ser digitados o suavizados	Acuñado	Generalmente suavizados	Generalmente suavizados

Tabla 6 Tabla comparativa de diferentes productos volcánicos y no volcánicos

II. EL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA: ESTUDIO DE CASO

II.1. Marco Geológico del Volcán Nevado de Toluca

La reconstrucción de la historia volcánica y el estudio del peligro asociado al Volcán Nevado de Toluca (VNT) requirió de la revisión del marco geológico en que se formó el volcán y se elaboró un mapa geológico, con base en el trabajo de campo, fotointerpretación en escalas 1:75000 y 1:20,000 y complementado con los mapas geológicos elaborados por García-Palomo et al (2002) y De Cserna y Fries (1981). El mapa elaborado (Fig. 5) para este trabajo cubre un área más amplia, que el elaborado por García-Palomo et al. (2002) que comprende aproximadamente la región entre la Ciudad de Toluca y la población de Ixtapan de la Sal. El mapa geológico preparado para este trabajo se extiende al norte hasta las estribaciones del volcán el Rehilete a 13 km de la ciudad de Toluca y al sur hasta la región de Cacahuamilpa a 20 km de Ixtapan de la Sal.

Basamento.

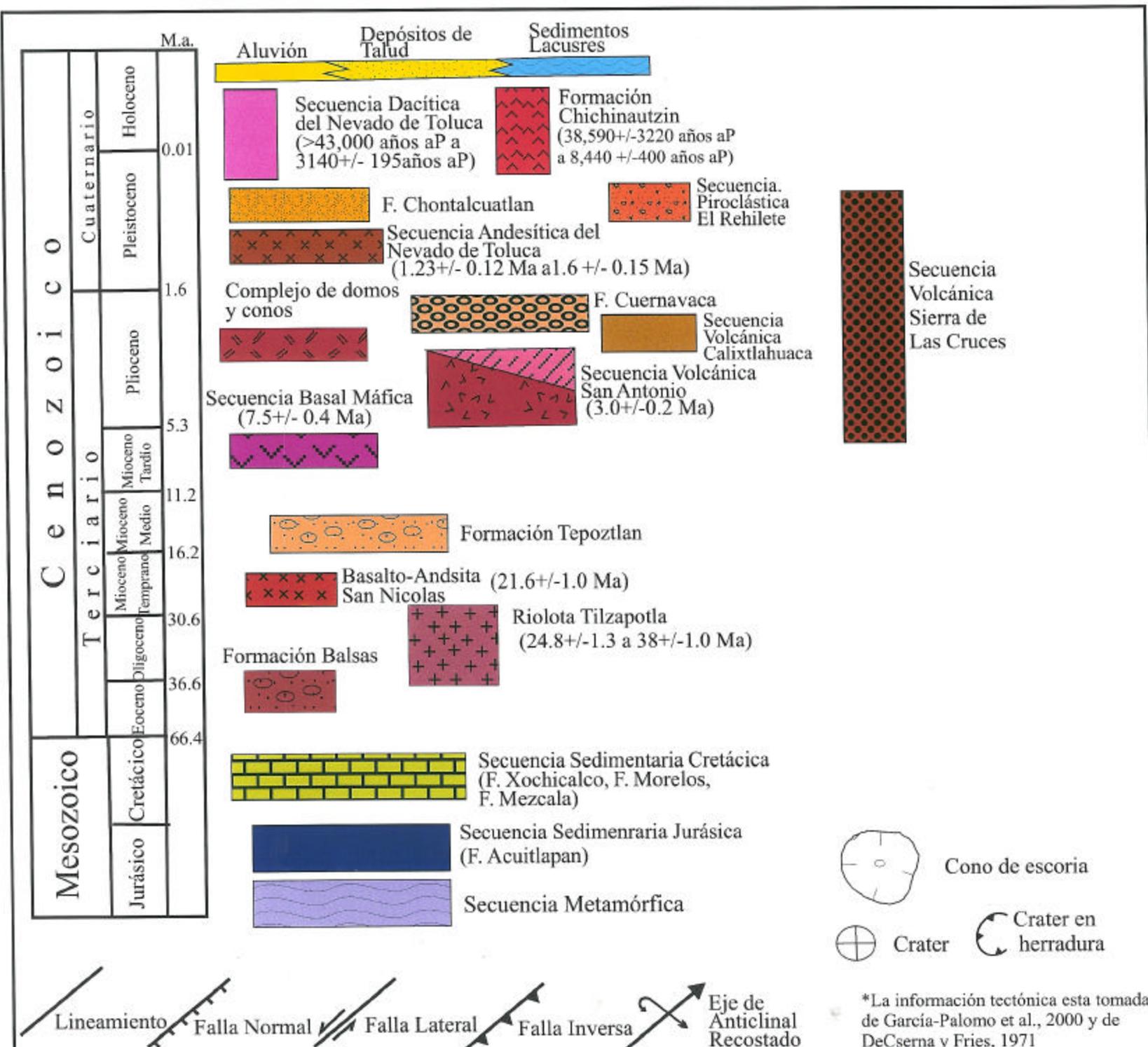
El Volcán Nevado de Toluca se encuentra asentado sobre un basamento formado por una secuencia metamórfica (Fig. 5). Esta unidad fue estudiada primero por Fries (1960) y De Cserna (1978), que la dividieron en dos unidades: el Esquisto Taxco y la Roca verde_Taxco Viejo. A la primera le asignaron una edad de finales del Paleozoico y a la segunda del Triásico tardío. Posteriormente esta unidad fue denominada Secuencia Ixtapan-Teloloapan de la Sal por Campa (1978) y Campa et al. (1974, 1979 y 1983) y con base en sus estudios paleontológicos le asignaron una edad del Jurásico tardío.

Esta secuencia metamórfica está compuesta por una alternancia de rocas metavolcánicas y metasedimentarias (principalmente filita, metarenisca, cuarcita y caliza foliada) en facies de esquitos verdes. Las rocas metasedimentarias se intercalan con flitas y volcanoclásticos generalmente cementados por calcita (García-Palomo et al., 2002).

Secuencia Sedimentaria (Js - K)

Sobre la secuencia metamórfica se depositaron varias unidades sedimentarias de plataforma que han sido agrupadas como depósitos de la Plataforma de Guerrero-Morelos (García-Palomo et al., 2002).

Formación Acuitlapán (Js–Ki). Esta formada por lutitas filíticas, areniscas,



conglomerados y calizas que descansan discordantemente sobre el Esquisto Taxco y la Rocaverde Taxco Viejo, que fue cartografiada como Formación Acuitlapán (Fries, 1960). El espesor máximo obtenido fue al poniente de Taxco donde es de 500 m (De Cserna y Fries, 1981). El principal afloramiento se encuentra al SW del Nevado de Toluca. Con base en los amonitas encontrados dentro de la formación se le ha asignado una edad del Jurásico temprano (Tolson, 1993).

Formación Amatepec (De Cserna, 1983) se encuentra expuesta al suroeste del Nevado de Toluca, en las cercanías de Sultepec, encima de la formación Acuitlapán, donde se presenta una secuencia de 200 a 450 m de espesor, que está formada por calizas en estratos delgados interestratificadas con lutitas. Las calizas de la Formación Amatepec son micritas pelágicas laminadas con estratificación delgada, de color gris oscuro y hasta casi negro; a menudo contienen pedernal negro en forma de lentes. De Cserna (1983) asignó a esta formación una edad del Cretácico (Albiano-Cenomaniano). Estas dos formaciones junto con la secuencia metamórfica de acuerdo a estudios recientes las han integrado como parte del Terreno Guerrero (García-Palomo et al. 2002).

Plataforma Morelos. Dentro de esta unidad se han agrupado varios depósitos de calizas de plataforma que incluyen las formaciones Xochicalco, Morelos y Mezcala, cuya edad varía del Cretácico inferior al Cretácico superior.

Formación Xochicalco (Ki). Esta formación aflora en el extremo sudoriental de la zona de estudio, sobreyace en aparente concordancia a la Formación Acuitlapán ((Fries, 1960; De Cserna y Fries, 1981) y está cubierta por la Formación Morelos. Está formada por calizas densas, finamente laminadas, de color gris oscuro en estratos delgados a mediano, presentan a menudo interestratificadas con capas delgadas de pedernal. La presencia de *Colomiella* (tintínido), permitió a Fries (1960) asignarle una edad del Aptiano.

Formación Morelos (Ki). Está formada por calizas y dolomías que sobreyacen en forma concordante, a la Formación Xochicalco o cubren discordantemente a unidades estratigráficas más antiguas. Su espesor varía de 0 a 1000 m. Esta formación aflora al sureste de la zona de estudio, al este de Ixtapan de la Sal. Tanto las calizas como las dolomías se presentan en estratos gruesos y masivos. Las calizas son de color gris, aunque se observaron también calizas de color gris claro. Las dolomías son de color pardo, aunque algunas capas dolomíticas tienen color gris claro y otros negro. La fauna encontrada en la

Formación Morelos es indicativa de una edad Albiano-Cenomaniana (De Cserna y Fries, 1981).

Formación Mexcala (Ks). Está formada por una secuencia de rocas clásticas marinas de tipo flysch, formada en su base por calizas delgadas a medianas y hacia arriba por lutitas y areniscas (grauvacas) (Fries, 1960).

Su presencia en la zona de estudio se encuentra reducida a una pequeña área al sureste de Ixtapan de la Sal. Los datos paleontológicos obtenidos por Fries (1960) le permitieron determinar la edad de la formación, como perteneciente al Turoniano y al Cenomaniano dentro del Cretácico superior.

Secuencias Terciarias.

Grupo Balsas (Eoceno-Oligoceno). Esta unidad definida por Fries (1960), descansa en discordancia angular sobre las rocas plegadas de la formación Mexcala y de unidades litoestratigráficas más antiguas. Está constituida principalmente por conglomerados, arcosas, tobas, limolitas y en menor grado, derrames de andesita y basalto de olivino y de caliza de agua dulce. El espesor máximo calculado por Fries (1960), es de más de 200 m.

Las rocas sedimentarias constituyen volumétricamente la mayor parte de la Formación Balsas. Se depositó como aluviones antiguos, en áreas topográficamente bajas, sin la presencia de una red hidrográfica integrada, en partes topográficamente bajas donde se acumularon rocas continentales en estructuras sinclinales o bien fosas tectónicas en desarrollo. En varias localidades este depósito, contiene derrames de lava, tanto de composición andesítica como basáltica (De Cserna y Fries, 1981). La edad de la Formación ha sido determinada como del Eoceno medio al Oligoceno (Fries, 1960).

Formación Tilzaplotla (Oligoceno-Mioceno). Fue originalmente descrita por Fries (1960) como una secuencia de flujos de lava dacíticos y flujos de ignimbritas riolíticas y riódacíticas del Oligoceno. Esta unidad volcánica forma mesetas con bordes abruptos que muestran diaclasas columnares de grandes dimensiones. Su espesor máximo es de 250 m (Fries, 1960). Morán-Zenteno et al. (1999) han reconocido tres series de rocas distribuidas al sur del Faja Volcánica Transmexicana (FVTM): 1) Secuencia volcánica Taxco de composición riolítica (31-38 Ma), 2) Secuencia volcánica Buenavista-Quetzalapa de composición andesítica-dacítica que incluye la Riolita Tilzapotla (21-31 Ma.); 3) Secuencia

volcánica Huautla de composición andesítica aun no datada. Las rocas ignimbríticas de composición riolítica las asocian a la formación de una caldera durante el Oligoceno.

Afloramientos de esta Formación se encuentran en los alrededores de las poblaciones de Porfirio Díaz y Chiltepec al Norte de Ixtapan de la Sal. En esta región la Formación Tilzapotla esta compuesta de varias unidades de ignimbríticas de color rosa con fragmentos de pómez y cristales de cuarzo (García Palomo et al., 2002).

Basalto San Nicolás (Mioceno). Esta unidad fue definida por García-Palomo et al., (2002). Esta compuesta por varios derrames volcánicos de color gris oscuro que intemperizan a gris claro. Son afaníticos y muy compactos, con vesículas que en ocasiones se encuentran rellenas por minerales arcillosos. Su edad fue determinada en 21.6+/- 1 M.a. (García-Palomo et al., 2000).

Formación Tepoztlán (Mioceno). Esta unidad fue definida por Frías (1960). Está compuesta de depósitos vulcanoclásticos, principalmente lahares interestratificados con depósitos fluviales. Esta formación descansa aparentemente en forma concordante sobre la Formación Balsas. La ausencia de la Riolita Tilzapotla entre la Formación Balsas y la Formación Tepoztlán puede deberse a la falta de su depósito, o bien a su erosión (De Cserna y Fries, 1981). Esta formación aflora al suroeste de la zona de estudio en la cercanías de Tenancingo y Villa Guerrero.

La topografía desarrollada sobre la Formación Tepoztlán se caracteriza por grandes acantilados y un terreno escalonado, que refleja la variación en la resistencia a la erosión de los diferentes intervalos litológicos que la integran. Los depósitos fluviales muestran diferentes tipos de estratificación: cruzada, gradación inversa y sin gradación. Los detritos volcánicos son principalmente de composición andesítica. Los estratos son de color gris en superficies frescas, mientras que los afloramientos intemperizados tienen tintes amarillentos, en capas de 50 cm hasta 10 cm de espesor. Están formados por fragmentos tobáceos y detríticos, que varían desde arcilla hasta bloques de un metro de diámetro. Los depósitos de la Formación Tepoztlán al SE del Nevado se encuentran rellenando valles tectónicos (García et al, 2000) y antiguos paleocausas. El espesor máximo de esta formación varía de 200 a 700 m (De Cserna y Fries, 1981). La edad asignada por Fries (1960) fue del Mioceno temprano, aunque en un estudio reciente García-Palomo et al. (2000) lo ubican dentro del Mioceno medio.

Secuencia Volcánica San Antonio (Mioceno medio). esta formada por una compleja secuencia de domos, derrames dacíticos y andesíticos, interestratificados con lahares, flujos piroclásticos y pómez de caída (Sánchez-Rubio, 1978). Sobre la parte norte del San Antonio se depositó en forma irregular una capa de pómez blanca denominada Pómez San Antonio por Sánchez Rubio (1983). Está compuesta por al menos cinco capas de pómez blanca, con un espesor que varía de 10 cm a 1 metro. Esta pómez forma parte de la secuencia vulcanoclástica del complejo San Antonio, que está compuesto de flujos piroclásticos, lahares, pómez, arena fluvial interestratificada, una ignimbrita pumicítica de grano grueso, un aglomerado con pómez retrabajada y en la parte superior una ignimbrita rica en cristales y líticos grandes (Elías-Herrera, 1993). La secuencia vulcanoclástica está cubriendo derrames de domos y conos volcánicos del cerro San Antonio, a los cuales Elías-Herrera, (1993) les asignó una edad de Mioceno-Plioceno. Recientemente Mooser (1996) cartografió este macizo asignándole una edad Cuaternaria. García-Plomo et al. (2002) la fecharon en 3.0 +/-0.2 Ma.

Secuencia Máfica Basal (Mioceno tardío). Esta secuencia está constituida por derrames de lava basáltica que afloran de manera amplia tanto al oriente como al poniente del volcán Nevado de Toluca. Esta unidad fue agrupada como Andesita Zempoala por Elías-Herrera (1993). Posteriormente en un trabajo más reciente García-Palomo (1998) la redefine como Secuencia Máfica Basal y las separa de la Andesita Zempoala. Está compuesta por una alternancia de derrames de lava y brechas volcánicas de color gris oscuro e intemperizan aun color rojo. Fue fechada en 7.5 +/- 0.4 M.a. (García-Palomo et al., 2000).

Andesita Calixtlahuaca (Plioceno-Pleistoceno). Es una secuencia de lavas andesíticas fuertemente disectadas por la erosión, que parecen ser restos de un antiguo volcán compuesto, que forman la Sierra Morelos al norte de la ciudad de Toluca. Informalmente Sánchez-Rubio, (1978) denominó a esta unidad como Andesita Calixtlahuaca y de acuerdo a su posición estratigráfica le asignó una edad de finales del Plioceno y principios del Pleistoceno.

Secuencias Volcánicas Cuaternarias

Campo Volcánico de la Sierra de las Cruces (Plioceno-Pleistoceno). Este campo volcánico está formado por las Sierras de Las Cruces y de Monte Alto. Anteriormente

Schlaepfer (1968) designó como Formación Las Cruces al conjunto de rocas volcánicas que forman las Sierras de Las Cruces y de Monte Alto. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, (1989) diferenciaron las dos sierras y las dividieron en las formaciones Las Cruces y Otomí.

Las Sierras de Las Cruces y Monte Alto representan un complejo volcánico el cual morfológicamente está compuesto por alrededor de 70 domos, tres estratovolcanes, derrames de lava, flujos piroclásticos, lahares y pómez de caída. El complejo tiene una dirección nor-noroeste - sur-sureste y constituye el límite oriental de la planicie de Toluca, que separa las Cuencas de México y del Río Lerma.

La Sierra de Las Cruces está formada por rocas dacíticas y andesíticas del Plioceno Tardío cuyo espesor es variable, no obstante su espesor máximo calculado en el Cerro San Miguel fue de 990 m (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Los depósitos piroclásticos de esta unidad están formados por flujos de bloques y ceniza, surges laminados o masivos y de pómez de caída. Los flujos en ocasiones están soldados formando ignimbritas (De Cserna et al., 1988, Vázquez y Jaimes-Palomera, 1989, Delgado-Granados y Martin Del Pozzo, 1993). Las lavas se encuentran interestratificadas con brechas en la parte alta de la Sierra de Las Cruces. Con base en las relaciones estratigráficas, Schlaepfer (1968) le asignó una edad de Mioceno tardío-Plioceno. Mooser et al (1974) confirmaron esta edad, fechando por K-Ar un flujo de cenizas del volcán San Miguel en el área de La Marquesa en 9.8 Ma. Sánchez-Rubio (1983) reportó una edad de 7 Ma para un clasto de dacita de un lahar proveniente de la sierra de Las Cruces - Monte Alto. Mora et al. (1991) obtuvieron cuatro edades K-Ar pliocénicas (1.79, 1.92, 2.76, 2.82 Ma). Romero (2001) dató las rocas del Complejo San Miguel obteniendo edades de a 1 a 3 Ma.

Campo Monogenético Chichinautzin (Cuaternario). Este campo representa la actividad volcánica más reciente, está compuesto por más de 120 conos cineríticos en su parte occidental alineados en dirección NNE-SSW, que han dado lugar a una gran acumulación de rocas volcánicas (Bloomfield, 1975). Está formado por conos de escoria basáltico-andesíticos (como los volcanes Tres Cruces y Holotepec) y algunos derrames fisurales (Mesa Tenango). En 1960, Fries la definió como Grupo Chichinautzin, posteriormente Schlaepfer (1968) la designó Formación Chichinautzin y recientemente de

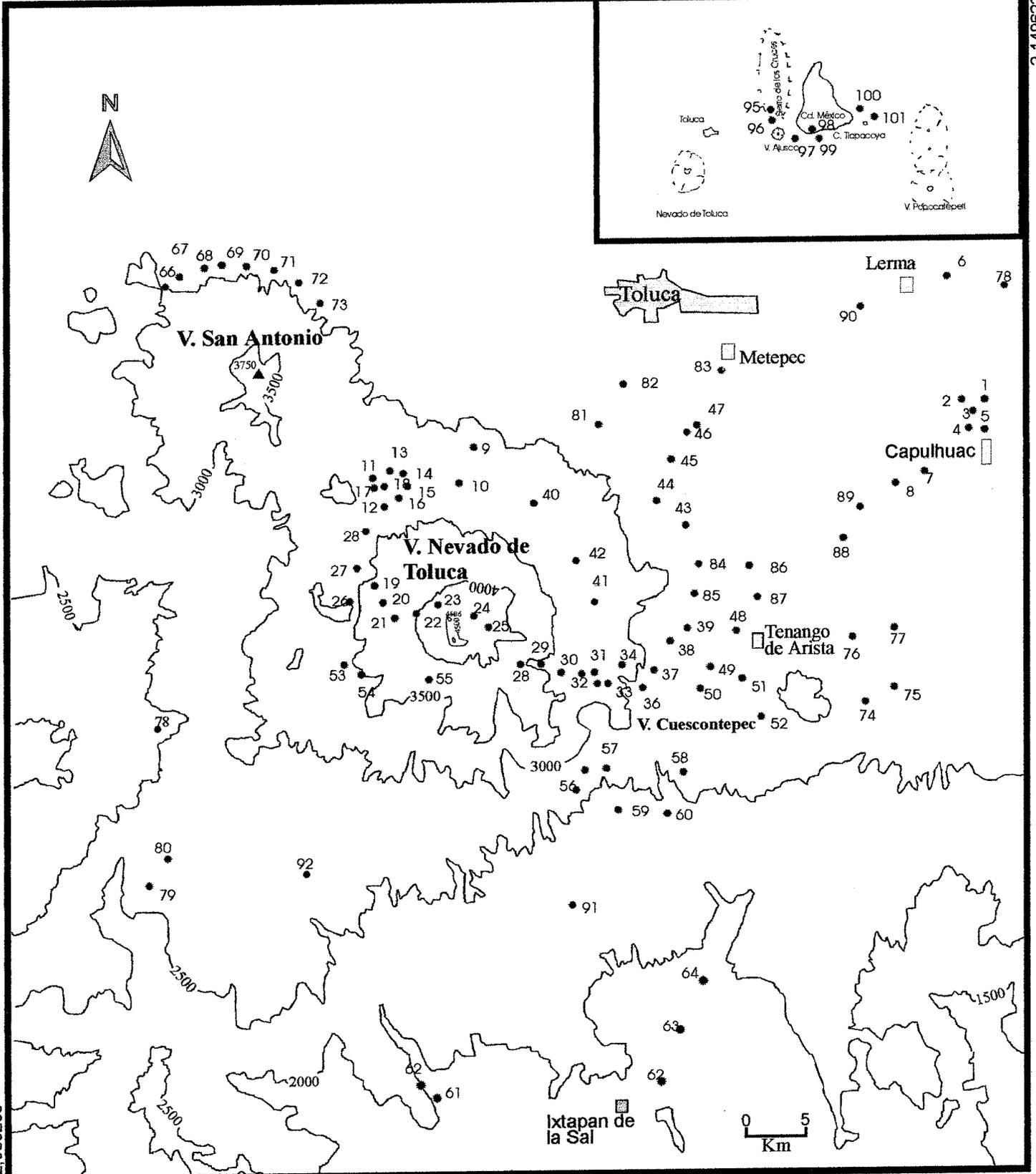
nuevo Martin Del Pozzo (1990) la redefinió como Grupo Chichinautzin. Schlaepfer (1968) le asignó a la formación, una edad del Plioceno Tardío al Holoceno; sin embargo, ésta ha sido modificada por Bloomfield (1975) y Martin Del Pozzo (1990), designándosele una edad exclusiva del Cuaternario, con edades que varían de 38,000 a 1500 años a. P. (García Palomo et al., 2002).

II.2 Historia eruptiva del Volcán Nevado de Toluca

Con objeto de verificar la información estratigráfica y reconstruir la historia eruptiva se llevó cabo un detallado trabajo de campo durante el cual se elaboraron y midieron mas de 150 nuevas secciones siguiendo la distribución de los materiales emitidos midiendo sus espesores y el tamaño de los líticos y pómez. Se tomaron muestras para determinar su composición lítica y obtener muestras carbón para su fechamiento mediante el método de C14. Con esta información y la reevaluación de la información publicada se determino la frecuencia, el tipo y la intensidad de las erupciones que ha presentado el volcán y se elaboró una columna compuesta.

Las secciones elaboradas durante los recorridos de campo se organizaron y resumieron por laderas para su descripción siguiendo la dirección contraria a las manecillas del reloj, empezando por la ladera norte y terminando en la ladera este. Al final se agregaron las secciones elaboradas en el valle de Toluca y en la Cuenca de México (Fig. 6).

Las regiones en que se dividió la zona de estudio para los recorridos de campo, muestreo y elaboración de las secciones fueron: a) Ladera Norte del volcán: Barrancas de los arroyos la Ciervita y la Fábrica; b) Ladera Oeste: camino Toluca-Temascaltepec, área Parque de los Venados, - Coatepec, y sobre la barranca de los arroyos Pichontagui y la Hortaliza; c) Ladera Sur: Arroyo Meyuca, en la zona de Potrero Redondo, Arroyo Chiquihuitero; así como sobre el camino Tenango - Ixtapan de la Sal y se agregó una sección en la Grutas de Cacahuamilpa; d) Ladera Este. Se hicieron secciones sobre los arroyos Zacango, el Zaguán, Las Cruces, la Canoa, Arroyo Grande y la Ciénega; e) Cuenca de Toluca: Tramo Lerma – Ocoyoacac; Arroyo El Muerto junto al volcán Tezontepec, Sierra de las Cruces y región de Capulhuac - Almoloya del Río - Santiago Tianguistenco, zona Santa María Jajalpa y San Pedro Techuchulco; y f) Cuenca de México: Se tomaron dos secciones en zanjas realizadas a un costado del Cerro de Tlapacoya, área Ajusco-Cerro



2,080236

395026

Figura 6 Localización de los puntos de muestro y levantamiento de secciones

Tabla 7 Fechamientos por Radiocarbon (C14) de los depósitos del nevado de Toluca

Muestra	Lab. No.	Edad Años aP	Material Fechado	Localización	Ref.
NT95140	A-880	3,140+/-195	Carbón tomado de un flujo pumicítico	19°02'19" 99°54'14"	9
NT96144B	A-9175	3,435+/-50	Carbón tomado de un flujo de cenizas	19°13' 26" 99°47' 22"	9
MX9787C	A-9926	4,200+/-110	Carbón tomado de un Paleosuelo	19°01' 55" 99°30' 00"	8
Mx9745	A-9708	9170+/-160	Carbón tomado de un Paleosuelo	19°05' 59" 99°26' 01"	8
NT9570-A	A-9173	10,445+/-95	Carbón tomado de un flujo piroclástico de la PTS	19°17' 30" 99°21' 00"	8
La Isla-2	A-9778	10,820+/-365	Carbón en sedimento lacustre debajo de la PTS		7
KBC-38	Tx-1658	11,580+/-70	Carbon en la base de la PTS	19°04' 00" 99°22' 00"	2
NT97200	A-9781	12,040+/-290	Carbón tomado del Flujo de Pómez Blanco		6
NT96161	A-9472	12,415+/-280	Carbón tomado del Flujo de Pómez Blanco	19°04' 05" 99°39' 20"	6
NT2	C-1002	13,480+/-40	Carbón en Flujo Pumicítico	19° 13' 29" 99°47' 08"	1
KBC-40a	Tx-1660	13,620+/-150	Paleosuelo	19°10' 00" 99°39' 00"	2
KBC-40b	Tx-1661	13,870+/-180	Paleosuelo	19°10' 00" 99°39' 00"	2
NT97173	A-9776	15,340+/-155	Horizonte lacustre orgánico	19°13' 37" 99°28' 45"	7
MX9887D	A-9921	16,215+/-135	Paleosuelo encima de la Pómez Toluca Inferior	19°01' 55" 99°30' 00"	8
KBC-40c	Tx-1662	17,090+/-220	Paleosuelo	19°10' 00" 99°39' 00"	2
KBC-25	Tx-1604	20,100+/-140	Paleosuelo	19°06' 00" 99°56' 00"	2
KBC-20	Tx-1599	21,030+/-430	Paleosuelo	19°05' 00" 99°51' 00"	2
KBC-19	Tx-1598	21,170+/-170	Paleosuelo	19°04' 00" 99°52' 00"	2
KBC-26	Tx-1605	21,790+/-200	Carbón tomado en la base de un lahar	19°11' 00" 99°51'00"	2
KBC-9	Tx-1725	23,800+/-490	Paleosuelo	19°06' 00" 99°56' 00"	2
KBC-7	Tx-1523	23,940+/-600	Paleosuelo	19°12' 00" 99°39' 00"	2
KBC-42	Tx-1664	24,160+/-420	Paleosuelo	19°05' 00" 99°51' 00"	2
KBC-8	Tx-1524	24,260+/-670	Paleosuelo	19°10' 00" 99°39' 00"	2
KBC-15	Tx-1594	24,400+/-430	Paleosuelo	19°14' 00" 99°23' 00"	2
KBC-2	Tx-1518	24,410+/-590	Paleosuelo	19°04' 00" 99°39' 00"	2
KBC-18	Tx-1597	24,440+/-550	Paleosuelo	19°03' 30" 99°52' 30"	2
NTCV6	c-1006	24,500+/-100	Carbón en flujo de pómez	19° 13' 14" 99° 46' 47"	1
KBC-17	Tx-1596	24,900+/-280	Paleosuelo	19°03' 00" 99°52' 30"	2
KBC-4	Tx-1520	24,930+/-670	Paleosuelo	19°09' 00" 99°37' 00"	2
KBC-5	Tx-1521	25,020+/-590	Paleosuelo	19°09' 30" 99°37' 30"	2
KBC-6	Tx-1519	25,250+/-760	Paleosuelo	19°09' 30" 99°39' 30"	2
KBC-3	Tx-1523	25,620+/-680	Paleosuelo	19°12' 00" 99°41' 00"	2
NT9545	A-8485	26,273+/-1208	Paleosuelo debajo de la Pomez blanca	19°02' 54" 99°39' 00"	9
NT97204-b	A9782	26,610+/-320	Carbón en depósito de flujo de bloques y ceniza	19°07' 05" 99°40' 50"	8
KBC-41	TX-1663	27,590+/-650	Paleosuelo	19°05' 00" 99°51' 00"	2
PT2		27,900+/-500	Palesuelo	19°13'28" 99°47'05"	4
PT2		28,100+/-700	Palesuelo	19°13'28" 99°47'05"	4
NT9535B	A-8244	28,140+/-865	Carbón en depósito de flujo de bloques y ceniza	19°13' 26" 99°47' 09"	9
NT9521	A-8388	28925+/-625	Carbón en depósito de flujo de ceniza	19°00' 24" 99°38' 56"	9
PT2		29,000+/-1200	Paleosuelo	19°13' 28" 99°47' 05"	4
PT2		31,300+/-900	Paleosuelo	19°05' 99°51'	4
MX9787-A	A-9927	31450+/-660	Paleosuelo	19°01' 55" 99°30' 00"	8
NT9535-1	A-9315	32,730+/-50	Paleosuelo debajo del flujo de bloques y ceniza	19°13' 26" 99°47' 22"	8
NT9521-A	A6369	32,860+/-2025	Carbón en depósito de flujo de bloques y ceniza		8
PT3		35,650+/-1200	Paleosuelo	19°13' 31" 99° 47' 02"	4
PT4		>35,000	Paleosuelo	19°11' 34" 99°32.2'	4
NT98268-C	A-1000	36,780+/-3325	Carbón en depósito de pómez de caída	19°10' 30" 99°46' 20"	8
NT9550	A-8486	37,000+/-1125	Carbón en depósitos de flujo de bloques y ceniza	19°00' 09" 99°38' 56"	9
NE 12	CGR-495f	38,000	Paleosuelo en la Barranca del Jaral		3
PT3		38,700+/-600	Paleosuelo	19°04' 55" 99°39' 20"	4
PT3		39,600+/-1000	Paleosuelo	19°11' 34" 99° 32.2'	5
NT9595	A-8657	42,030+/-3530	Carbón en depósito de flujo de ceniza	19°12' 52" 99°45' 44"	8
NT7	c-1007	43,000+/-2000	Carbón en depósito de flujo de pómez	19° 13' 10" 99°46' 37"	1

Referencias: 1) Este Trabajo 2) Bloomfield y Valastro (1977) 3) Cantagrel et al. (1981) 4) Sedov et al. (2001) 5) Solleiro et al. 2004 6) Cervantes (2001) 7) Caballero et al. (2001) 8) García-Palomo et al. (2002) 9) Macias et al. (1997)

Zacatépetl al sur de la ciudad de México (Apéndice I). Además se tomaron muestras de carbón para fechamientos por C14 (Tabla 7).

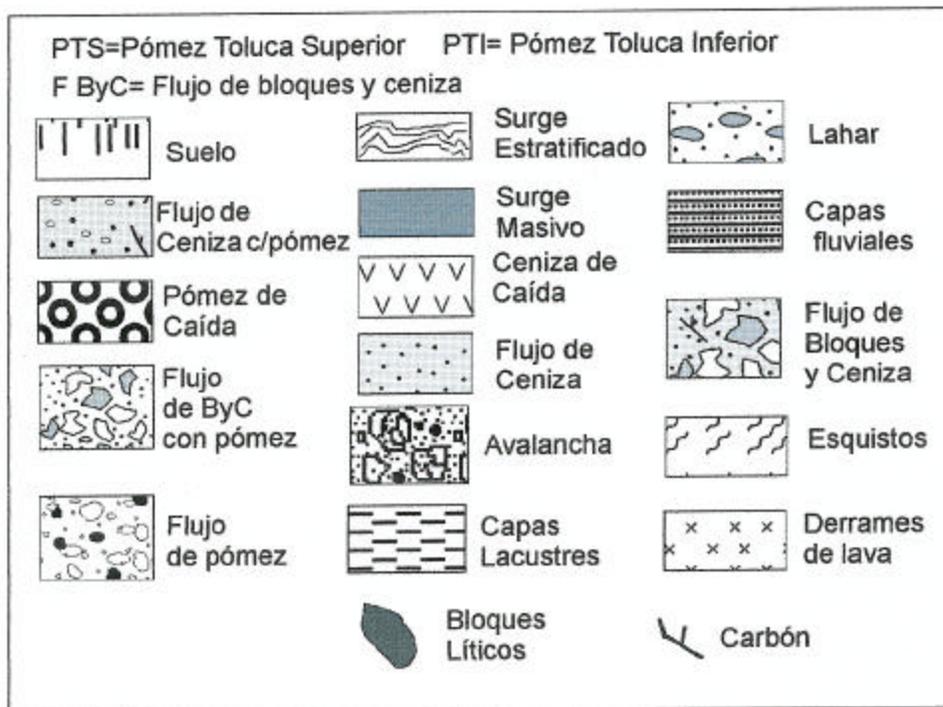
Con esta información y la reevaluación de la información publicada se reconstruyó su historia eruptiva. Además, se determinó su frecuencia, el tipo de evento, magnitud e índice de explosividad, de las erupciones que ha presentado el volcán y se elaboró una columna compuesta (Figuras 7a, 7b, 7c) así como la tabla 8 y la figura 8 que presenta las diferentes etapas de formación del volcán.

El Nevado de Toluca es un estratovolcán, que se levanta 2100 m sobre el altiplano de la cuenca río superior de Lerma, y 3100 m sobre la región de Ixtapan de la Sal y de Tonatico. Su cráter fue destruido por los erupción de hace 10,445 +/- 95 años (Arce et al., 2003). El volcán se encuentra asentado sobre la intersección de tres sistemas de fallas: Taxco-Querétaro (NNW-SSE), San Antonio (NE-SW) y Tenango (E-W) (García-Plomo *et al.*, 2001).

El volcán de Nevado de Toluca (VNT) se ha caracterizado por erupciones muy explosivas con períodos largos del descanso. La actividad se puede dividir en dos etapas, la primera, hace 1.2 a 2.6 Ma Ap. Durante este periodo se formó el volcán primitivo compuesto de lavas andesíticas, sobre un basamento compuesto por secuencias metamórficas y sedimentarias (Cantagrel et al., 1981; García-Palomo et al. 2002).

Durante el periodo de reposo se deposita la parte inferior de la Formación Chontancuatlán, compuesta de lahares y depósitos fluviales. Estos depósitos rellenan los valles de los ríos San Jerónimo (Graben de Villa Guerrero) y Chontalcuatlán (Graben de Coatepec) (García-palomo et al., 2000). Los lahares transformados por la actividad fluvial se han encontrado como depósitos de conglomerados río abajo, dentro de la cueva de Cacahuamilpa (De Cserna y Fries, 1981; Capra, 2000).

La segunda etapa, (100,000 años aP.) se inició con dos colapsos gravitacionales, que produjeron las Avalanchas DAD1 y DAD2 (Macias et al., 1997). Estos depósitos se emplazaron al sur-sureste del volcán, cubriendo una distancia máxima de 55 km. DAD1 esta compuesta por una sola unidad de unos 10 m de espesor (García-Palomo et al., 2002). La segunda avalancha denominada Avalancha de Escombros Joven (DAD2) fue estudiada a detalle por Capra (2000) quien la subdividió en dos unidades de flujos de escombros cohesivos El Pilcaya (PDF) y El Mogote (MDF). Estos cubren un área de 220 km² con un



1) Cantagrel et al. (1981) 2) Bloomfield y Valastro (1977) 3) Macias et al. (1997)
 4) En este trabajo 5) Sedov et al. (2001) 6) Cervantes (2001) 7) Newton y Metcalf (1999)
 8) Capra (2000) 9) Capra et al (2006) 10) Solleiro et al. 2004

Fig. 7 (a,b,c) Columna Compuesta del Nevado de Toluca (Leyenda)

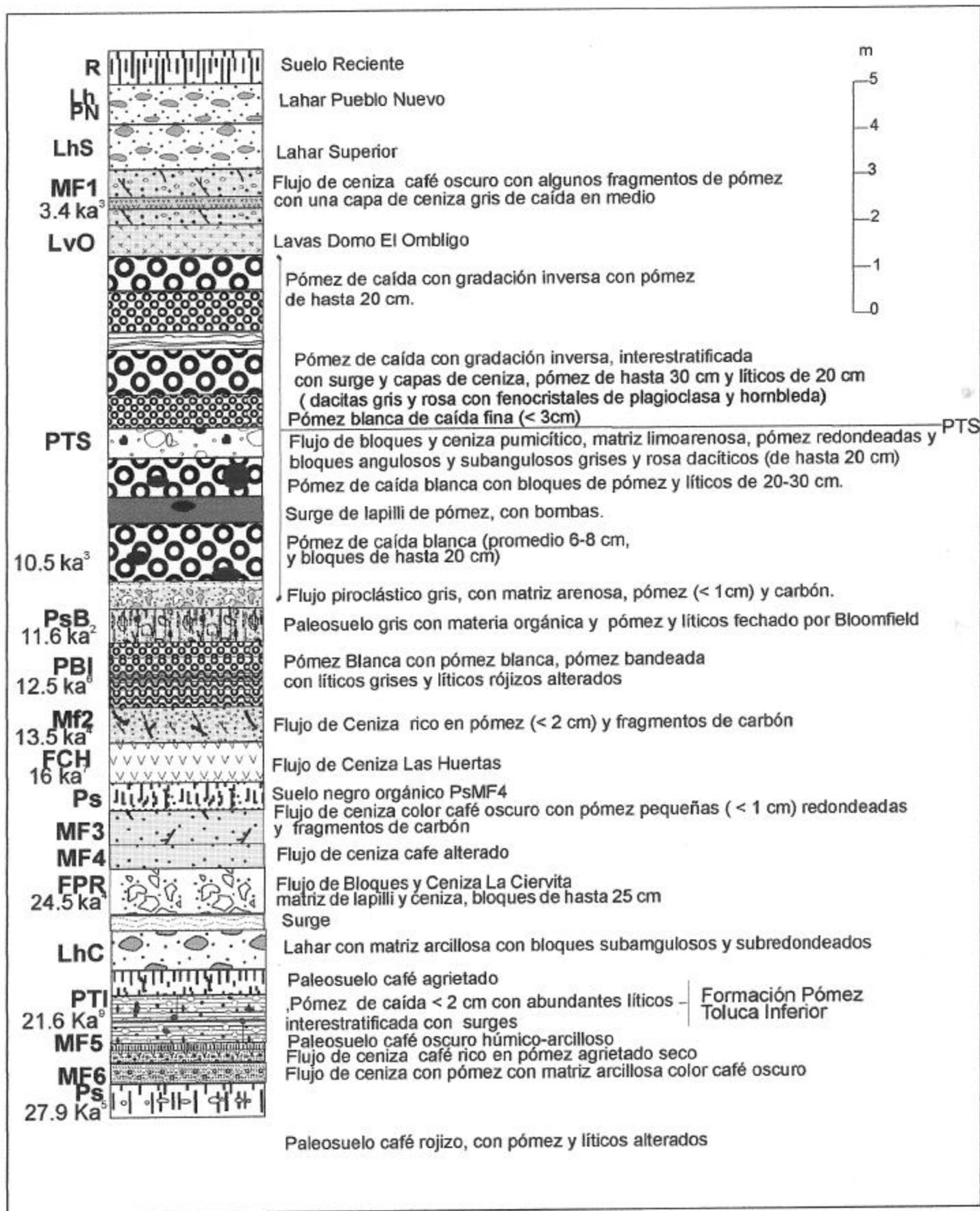


Figura 7a Sección Compuesta del Volcán Nevado de Toluca

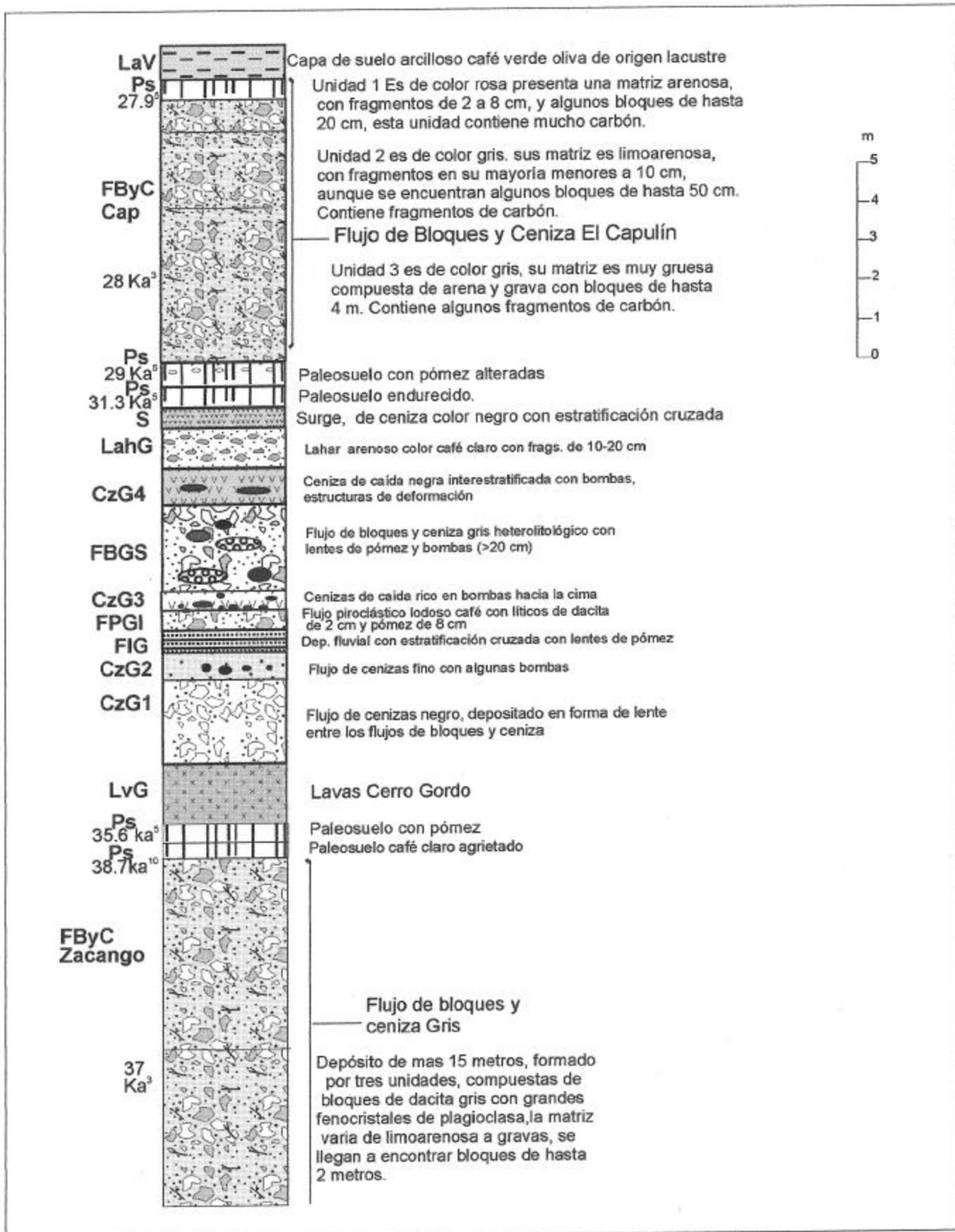


Fig. 7b Sección compuesta de Volcán Nevado de Toluca

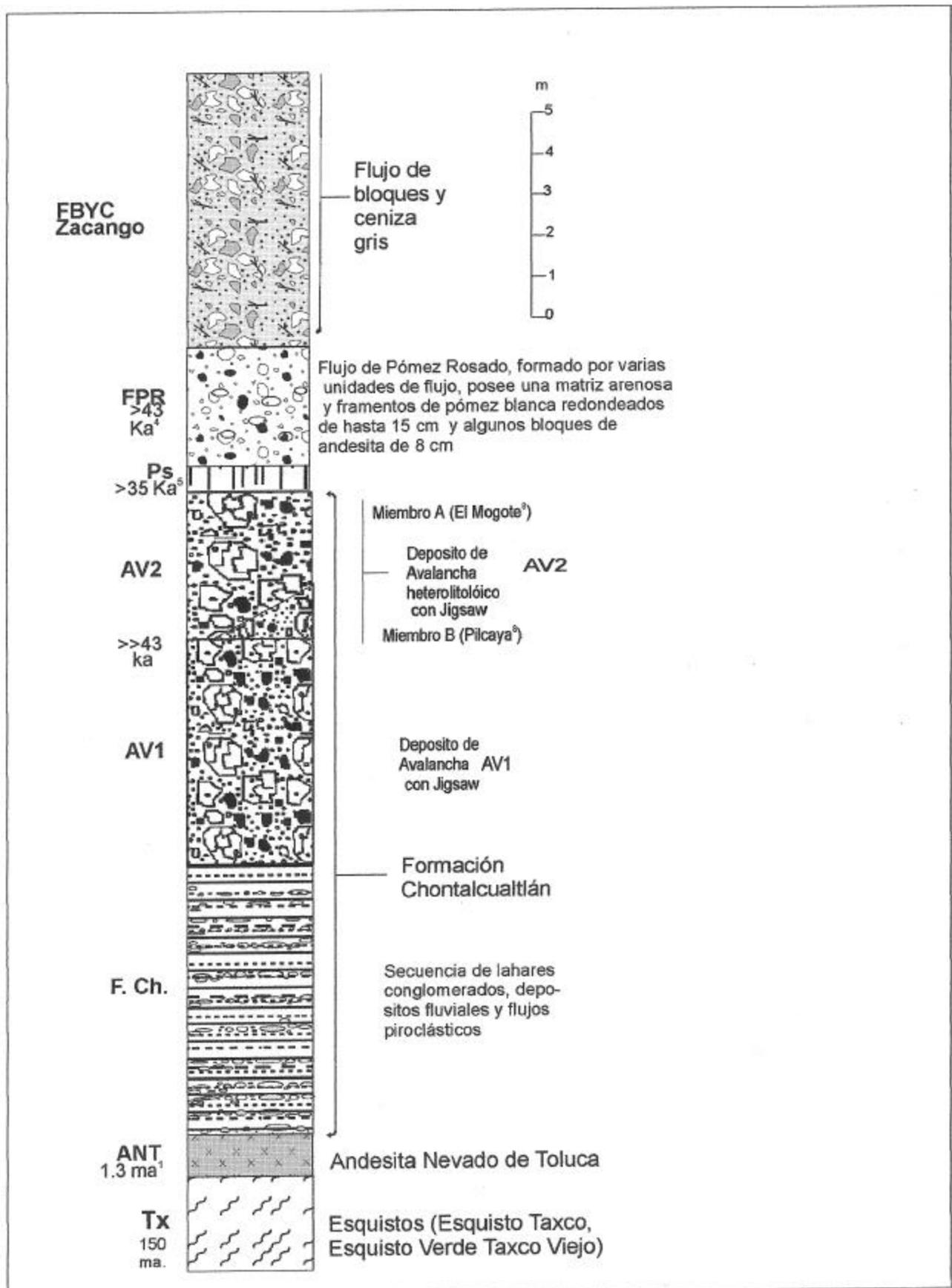


Fig. 7c Sección compuesta del Volcán Nevado de Toluca

volumen de 2.8 km³ (Capra y Macías, 2000).

Una erupción pliniana (VEI=3) ocurrió hace 43,000 +/- 2000 años (este trabajo), que produjo el Flujo de Pómez Rosado, denominada así por Macías *et al.*, 1997) que la fechó en 42,030 +/- 3530. Consiste de cuatro unidades compuesta por fragmentos de pómez vesiculados subredondeados a redondeados de pómez. Después de este evento eruptivo se presentaron dos grandes flujos de bloques y ceniza producto de la destrucciones de domos (VEI=4) los flujos de bloques y ceniza: Zacango (37, +/- 1125 años) y EL Capulín (28.925 +625/-580 años) (Bloomfield y Valastro, 1977, Macías *et al.*, 1997). En estudios recientes García-Palomo et al. (2002) reportaron tres nuevos depósitos menores de flujos de Bloques y Ceniza que fecharon en 32,860 +/- 2025, 26,610 +/- 320 y 13,870 +/- 400 años aP.

Posteriormente el volcán tuvo otra erupción vulcanianas (Vei=2-3), de las cuales se han fechado El Flujo de Pómez La Ciervita, en 24.000 +/- 500 años (en este trabajo). Después ocurrió la erupción pliniana (VEI=3), que depositó la Pómez Toluca Inferior fechada por Bloomfield y Valastro. (1977) en más de 24.000 años. Nuevos estudios llevados a cabo por Capra et al. (2006) muestran que este depósito está compuesto al menos por ocho depósitos de caída y flujos intercalados. Además, obtuvieron una nueva fecha de 21,760 +/- 220 años a.P. a partir de un fragmento de carbón de la base del depósito de caída.

Hace 15,340 +/- 150 años (Newton y Metcalfe, 1999) se depositó la capa de ceniza de caída Las Huertas. A continuación hay otra nueva erupción vulcaniana (VEI=2-3) que deposita el flujo pumicítico MF2 fechado en este trabajo en 13.400 +/- 350 años. Una nueva erupción pliniana (VEI=3) se presenta hace 12, 040 +/- 92 años que depositó la Pómez Blanca Intermedia (Cervantes, 2001). Después el volcán depositó extensas capas de pómez de caída, producto de otra erupción pliniana (VEI=5). Este depósito fue estudiado por primera vez por Bloomfield y Valastro (1974) y lo denominó Formación Pómez Toluca Superior, dividiéndolo en dos miembros: superior e inferior; y mediante fechamientos por carbón obtuvo una edad de 11, 470 +/- 90 años a.P. Posteriormente Arce (1999) reevaluó este depósito y realizó un nuevo fechamientos de 10,445 +/- 95 años a.P. Identificó cuatro horizontes de pómez de caída (PC0, PC1, PC2, PC3) que corresponden a cuatro columnas plinianas cuyas alturas fueron respectivamente 25, 37, 42 y 28 km. Además, describió cuatro flujos piroclásticos (F0, F1, F2 y F3) y dos oleadas (S1 y S2). Estos depósitos están

Paleonevado	
	a) Lavas Andesíticas (1.4 M.a) ¹ b) Lahares, flujos piroclásticos conglomerados (Formación Chotacuatlán)
	Avalanchas >> 43 ka ² AV1 AV2
	Flujo de Pómez Rosa (Pink Pumice Flow) 43 Ka ⁴
	Flujo de bloques y ceniza gris Zacango 37 ka ² Flujo de bloques y ceniza El Capulín 28 ka ³
	Pómez Toluca Inferior >24,000 Ka ³ Flujo de bloques y ceniza La Ciervita 24,500 ⁴
	Ceniza Las Huertas ~16 ka ⁵ Flujo MF2 ~13.4 ka ⁴ Pómez Blanca Intermedia 12.1 ka ⁸ Pómez Toluca Superior 10.5 ka ⁶
	Domo El Ombligo 9 -10.5 ka ⁷
	Flujos de ceniza Ojo de Agua (MF, MF2) 3.3 ka ²

Fig. 8 Reconstrucción de las etapas evolutivas del Volcán Nevado de Toluca

¹Cantagrel et al., 1981; ² Macías et. al., 1997; ³Bloomfield y Valastro, 1977;

⁴ Se obtuvo en este trabajo; ⁵ Newton, comunicación personal; ⁶Arce, 1999;

⁷Vazquez Selem, comunicación personal. ⁸Cervantes, 2001

Tipo de Evento	Productos	Área (Km ²)	Vol. (Km ³)	Magnitud ¹	Frecuencia	Ejemplos
Freatomagmático	Ceniza de caída	<50 ⁸	<0.1 ⁸	1	8/ 42, 000 años	MF1, MF2 = 13,480 años ⁸ Flujo Las Huertas ⁷ 16,000 años MF4, MF5, MF6 (entre 10,500 y 24,000 años a.P).
	Flujos de Ceniza con pómez	100-200 ⁸	<0.2 ⁸			
Pliniana (altura de columna. <40 km) ³	Pómez de caída	400-500 ^{3,9}	<2.3 ⁹	3	4/42,000 años	PTI ≈21,750 años a.P. ⁹ F. de Pómez Rosa = 43,000 ^{8,3} F. Pómez Intermedia =12,100 ⁹
	Flujos de bloques y ceniza con pómez	63 ³	<0.1 ⁵			
Destrucción y colapso de domos medianos	Flujos de bloques y cenizas	≈200 ⁸	-	3	1/42,000 años	Flujo Rosa (H) 24,500 años a. P. ⁸
	Surges Masivos					
Destrucción y colapso de domos grandes	Flujos de bloques y ceniza	630 ^{3,4}	3.15 ^{3,4}	4	2/42,000 años	Flujo El Capulín ≈28,000 ^{3,4} Flujo de Bloques y Ceniza Zacango ≈37,000 ⁴ años
Pliniana Alt. Col. >40 km. ⁵	Pómez de Caída	2000 ⁵	2.6 ⁵	5	1/42,000 años	PTS (10,500 años) ⁵
	Flujos de Pómez y líticos					
	Oleadas Piroclásticas					
	Lahares					
Colapso gravitacional del edificio principal.	Avalancha 2	>500 ⁶	-	5	2/100,000 años	AV1 y AV2 (>>42,000) ⁶
	Avalancha 1					

Tabla 8. Tipo y frecuencia de erupciones basado en el trabajo de campo y la reevaluación del registro. Se utiliza como referencia 43, 000 años porque dentro de este periodo ocurrió la mayor parte de los eventos volcánicos conocidos dentro de la segunda etapa del volcán. Las avalanchas se les colocó dentro del rango de los últimos 100,000, ya que su morfología, desarrollo de paleosuelos (Sedov et al., 2001; Solleiro et al., 2004), grado de intemperización de la roca corroborando la propuesta de Capra y Macias (1997) que proponen el rango de de edad entre 42,000 y 100,000 años.

¹Basado en Fisher y ¹Basado en Fisher y Shmincke, 1984; ²Cervantes, 2001, ³Bloomfield y Valastro, 1977; ⁴Macias et al., 1997; ⁵Arce, 1999; ⁶Capra y Macias (1997); ⁷Newton, 2000 (comunicación personal); ⁸autor en este trabajo; ⁹Capra et al., 2006

compuestos principalmente por pómez con cantidades menores de fragmentos líticos de dacita gris, andesita rojiza alterada y dacita verde alterada (Arce et al., 2003). La actividad volcánica concluyó con el emplazamiento del domo El Ombligo. Probablemente la última erupción del VNT sea una oleada gris y el flujo de ceniza café de 3.140 +/-195 años reportados por Macías et al. (1977).

II.3 Análisis Geomorfológico del área del Nevado de Toluca

El análisis geomorfológico comprendió la elaboración de un mapa geomorfológico y un modelo de elevación del terreno morfoestructural.

La geomorfología del VNT se obtuvo del análisis cartográfico, fotografías aéreas 1:75,000 y 1:20,000 y de un modelo de elevación digital del terreno (MEDT). Fueron utilizados 6 mapas elaborados por el Instituto Nacional de Geografía y estadística (INEGI) en escala 1:50,000 para la cartografía. El modelo de elevación digital del terreno se obtuvo interpolando las curvas de nivel cada 20 metros, previamente digitalizadas de los mapas del INEGI (E14A37, E14A47, E14A57, E14A38, E14A48, E1458). La interpolación se llevó a cabo dentro del ambiente del un SIG (ILWIS), con un filtro se obtuvo una perspectiva sombreada con el punto de luz desde el suroeste.

El análisis morfoestructural relaciona el relieve con la estructura geológica, que comprende su expresión topográfica, la naturaleza de las rocas (litología), y su estructura tectónica (Tricart, 1974; Coque, 1977; Lugo, 1988).

Modelos digitales del VNT han sido elaborados por Aceves (1996, 1997b) para describir la erosión y los depósitos glaciales del cono superior del volcán Nevado de Toluca. Norini et al. (2004) hicieron un análisis morfológico de la parte superior del VNT del cual describe cinco dominios caracterizados por su pendiente y distribución y textura superficial (porción sureste, cono superior, porción este-noreste, porción sur, porción oeste-noroeste).

El nuevo MEDT que se elaboró cubre un área más amplia (40 x 35 km) que el trabajo de Norini et al (2004)(20 x 35 km). Este nuevo modelo se determina la morfología del VNT y del valle de Toluca. Además, este análisis está acompañado de un mapa morfogenético detallado, que permitió determinar los procesos exógenos que lo están modelando, en especial los procesos fluviales.

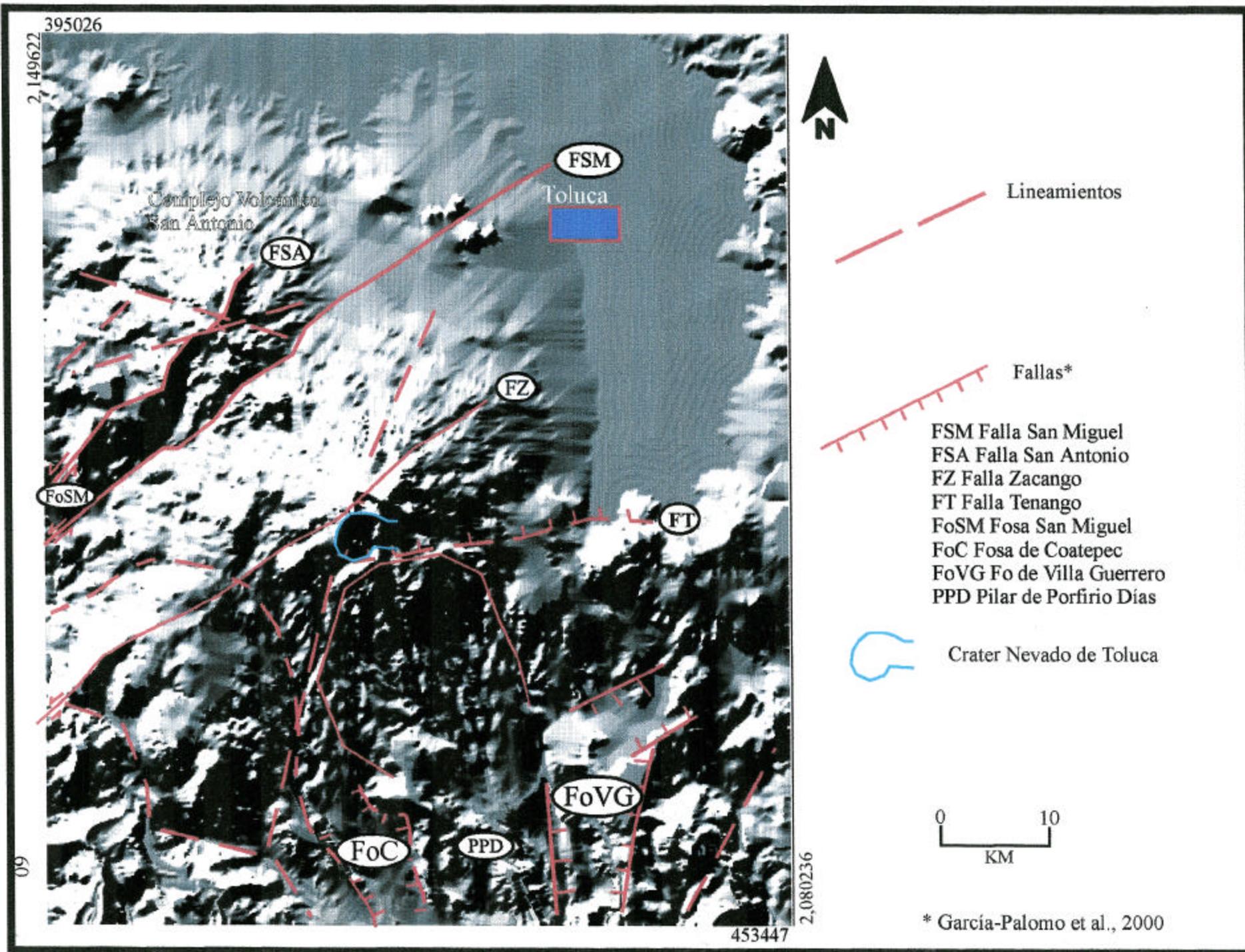


Fig. 9 Modelo de Elevación Digital del Terreno (MDET) con las fallas y lineamientos de la región del Nevado de Toluca

El volcán se encuentra asentado sobre la intersección de tres sistemas de fallas: Taxco-Querétaro (NNW-SSE), San Antonio (NE-SW) y Tenango (E-W) (García-Palomo *et al.*, 2000) (Figura 9).

Con base en los criterios propuestos por Tricart (1974) y Lugo (1988) se identificaron las unidades morfoestructurales de la imagen sombreada del MEDT que se observan en la figura 10. Esta región presenta varios complejos volcánicos el más antiguo corresponde al Macizo de Ixtapan de la Sal Volcánico, cuya edad es del Oligoceno (García-Palomo *et al.*, 2002) Después se formó una pequeña Sierra intermedia de menos de 3500 metros, el complejo Volcánico de Zempoala que da nombre a la Formación del mismo nombre. Es posiblemente del Oligoceno tardío (Fries, 1960). La Sierra Volcánica de Las Cruces de Edad Plio-Pleistocénica (Elías-Herrera, 1990) se localiza al Noreste y Oeste del Valle de Toluca, con una altura máxima de 3,600 msnm.

Al Noroeste del Valle de Toluca está el complejo volcánico de San Antonio, compuesto por varios domos, derrames de lava y flujos piroclásticos, (Sánchez Rubio, 1988, García Palomo, 2002). Al suroeste del complejo volcánico San Antonio esta el Volcán Nevado de Toluca, su edificio se formó por derrames de lava andesíticos y dacíticos. Sus ladera están cubiertas por flujos piroclásticos y depósitos de caída.

Hacia el Este está el campo volcánico monogenético de la Sierra Chichinautzin con su cadena de volcanes monogenéticos de menos de 30,000 años de antigüedad (Bloomfield, 1975). Destacan por su juventud la mesa Tenango, Tres Cruces y Tezontepec con edades ente 8000 y 9000 años antes del presente (Bloomfield, 1973, 1975) .

Al sur se encuentran las estructuras de los valles tectónicos de los ríos San Jerónimo (Fosa de Villa Guerrero) y Chontalcuatlán (Fosa de Coatepec) definidos por García-Palomo *et al.* (2000) respectivamente como Graben de Villa Guerrero y Graben de Coatepec. De acuerdo a lo observado en campo estas estructura se muestran inactivas por el importante desarrollo de vegetación secundaria, que no muestra señales de alteración y solo eventualmente presentan algunos movimiento de remoción en masa menores, asociados a periodos de lluvia y procesos gravitacionales.

Finalmente hacia el suroeste está el campo volcánico de Sultepec, poco estudiado, por la morfología de sus derrames debe de haberse formado de mediados o finales del

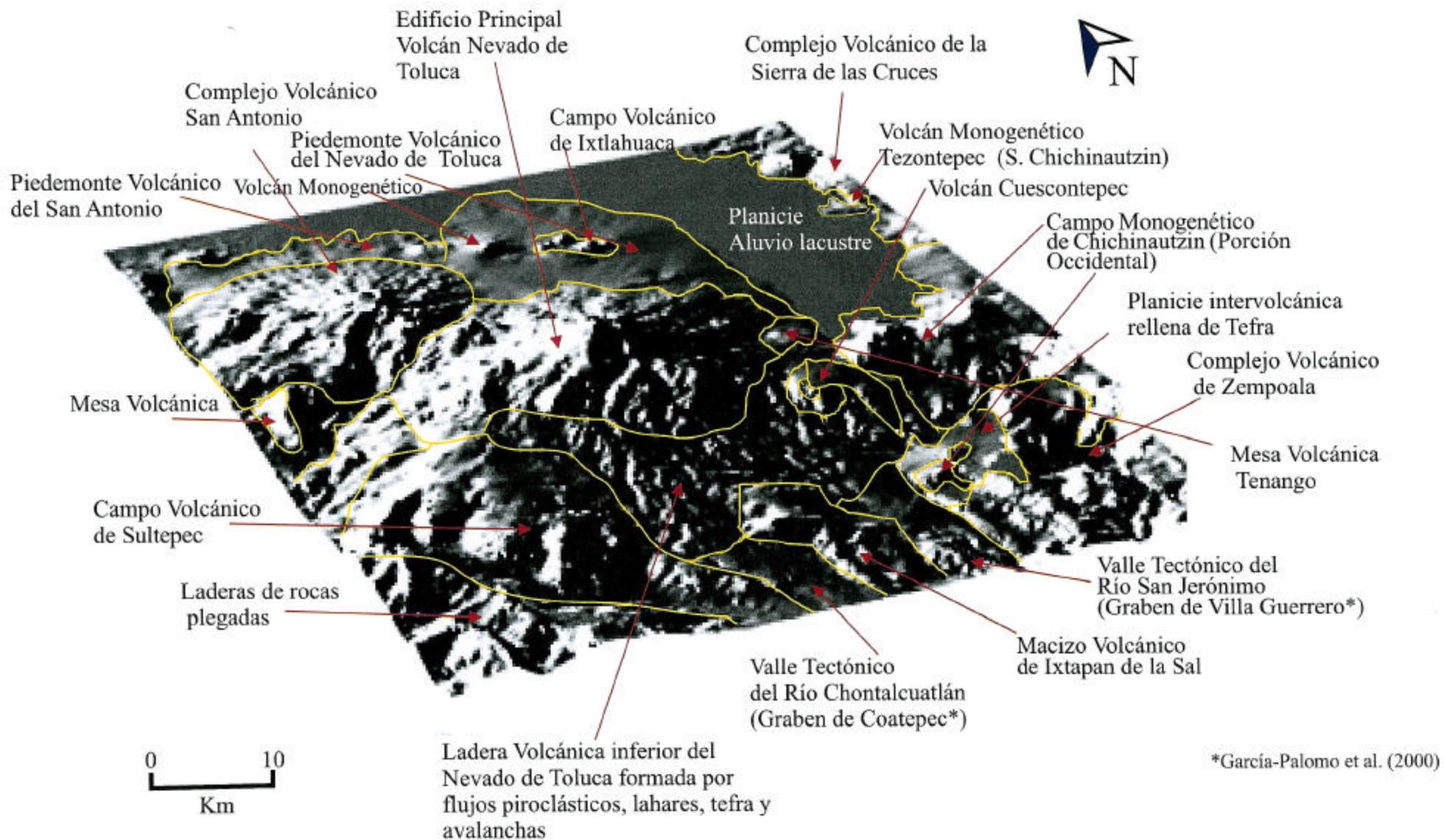


Fig. 10 MDET Morfoestructural del Valle de Toluca, elaborado sobre un modelo sombreado

Pleistoceno. Al sureste del VNT está una pequeña sierra formada por montañas plegadas compuestas de esquistos y calizas del Mesozoico.

Las laderas norte y este, del VNT, están formadas por un piedemonte volcánico compuesto por abanicos aluviales coalescentes de materiales piroclásticos, que se hallan afectados de manera importante por la formación y el desarrollo de torrentes. Durante la época de lluvias se favorece la caída de roca, deslizamientos de suelos, flujos de lodo e inundaciones (Espinoza-Rodríguez, 2003). Estos procesos de ladera han removido los depósitos recientes, en especial en la ladera inferior norte donde los depósitos más jóvenes tiene una edad de 13,000 años. Los barrancos en la ladera norte son largos, estrechos y más profundos (100-300 m), comienza en viejos circos glaciales y continúa en redes fluviales largas y dendríticas. Presentan pendientes de 20 a 35°, en las porciones elevadas mientras que en el piedemonte es 6-12° (Aceves, 1997). La ladera sur del volcán presenta valles profundos (< 300 m), cuyos arroyos alimentan a los ríos Chontalcutlan y San Jerónimo. Los valles fueron formados por la actividad tectónica originando las fosas o grabens de Coatepec y Villa Guerrero (García-Palomo et al., 2000) y en estos valles la erosión fluvial es muy intensa. Las laderas en algunos valles tienen pendientes de más de 40°. En la cima el cráter tiene formas aproximadamente elíptica (2 x 1.5 km) con un eje mayor en dirección E-W, que tiene forma de herradura abierta hacia el este. La cima del volcán ha sido afectada por procesos glaciales a finales de Pleistoceno y durante el Holoceno. Glaciares rocosos morrenas y flujos de escombros (debris flows), se han formado en los flancos externos del actual cráter (Aceves, 1997).

Se han desarrollado los barrancos largos y profundos sobre las laderas norte, este y sur que en caso de una nueva erupción, esta morfología favorece la propagación y conducción de flujos piroclásticos y lahares. Al este y nordeste los flujos piroclásticos y lahares se extenderían por la planicie lacustre y fluvial del Valle de Toluca, mientras que al sur los lahares fluirían por los cañones profundos de los ríos de Chontalcutlan y del San Jerónimo.

El análisis tectónico sugiere que las zonas más favorables para posibles nuevos colapsos gravitacionales podrían ser las laderas este-nordeste y del sur del volcán. Estas zonas son afectadas por los sistemas de fallas NNW-SSE y E-W, además, la diferencia en

altitud entre la cima y las áreas al NE y S, favorece la posibilidad de un nuevo colapso y el emplazamiento de avalanchas.

Mapa Geomorfológico.

En este mapa se caracterizaron las diferentes unidades morfogénicas siguiendo la clasificación propuesta por Lugo (1988). Con esta metodología se definieron cuatro unidades mayores que son mostradas en el mapa (Fig. 11): I) Edificio principal del Volcán Nevado de Toluca; II) Relieve volcánico asociado al Nevado de Toluca, III) Nivel de base, IV) Relieve prevolcánico. Estas unidades a su vez han sido subdivididas en unidades menores del relieve que son descritas a continuación:

I. Edificio Principal del Volcán Nevado de Toluca.

- 1) Ladera inferior 3000- 3300 msnm.
- 2) Ladera superior 3300- 3600 msnm.

Ambas de composición andesítica cubiertas en su mayor parte por tefra y depósitos glaciales de till. Estas laderas se encuentran disectadas por una red de barrancos de origen fluvial y glacial. Los barrancos de origen fluvial presentan una red radial y subparalela, y son poco profundos (<50 m), mientras que los de origen glacial son principalmente cinco, rectos de fondo amplio y profundos (50-250 m aprox.).

3) Cono del Nevado. Se localiza arriba de los 4000 m y está parcialmente destruido, por las explosiones peleanas y plinianas, que han dejado en su cima una pequeña caldera o soma, sus laderas se encuentran cubiertas de pómez y depósitos de origen glacial. Presentan formas glaciales como glaciares rocosos, morrenas y rocas aborregadas. Además, están disectadas por grandes circos glaciales y fluviales, y afectados por procesos de gelifracción, que originan depósitos de talud compuestos de gelifractos, así como conos coluviales. En su cima presenta el borde del cráter antiguo, que se encuentra en promedio a 4500 msnm. En su interior presenta otro cráter más joven con una edad de 10,500 años (Arce et al, 2003), está a una altura aproximada de 4250 msnm, dentro del cual se localizan dos lagos y un pequeño domo llamado El Ombligo, el cual presenta un pequeño derrame brechado. En sus paredes interiores se han depositado glaciales rocosos (Heine, 1976), conos coluviales y depósitos de talud asociados a movimientos en masa como son los flujos de escombros o debris flow y los *Glatthang* o laderas rectas de detritos finos, originadas por el fenómeno de

pipe crake (Heine, 1988) También se observan varios domos que como parte del cráter, algunos de los cuales se encuentran parcialmente destruidos como los picos del Águila, del Fraile y de Humbolt, mientras que el Cerro Prieto conserva su cuerpo completo, aunque se encuentra fuertemente erosionado por procesos de gelifracción.

II. Relieve volcánico asociado al Nevado de Toluca.

Está formado por el piedemonte del Nevado de Toluca, laderas volcánicas y depósitos de tefra provenientes de los volcanes que se encuentran en el área en estudio. Las formas que aquí se encuentran son conos volcánicos de tefra y lava, domos de composición dacítica, mesas de lava, planicies y lomeríos de lava y de lahares, depósitos de pómez y flujos de piroclastos.

4) Laderas de lava. Son de composición andesítica y se han dividido en dos unidades, a) La primera está formada por los derrames más antiguos del Nevado de Toluca, con edades de 2.6 a 1.6 m.a. (Cantagrel et al, 1981, García-Palomo et al., 2002) y presentan una red fluvial dendrítica, con barrancos de una profundidad máxima de 120 m. b) La segunda unidad está formada por los derrames que no pertenecen al Nevado de Toluca y son resultado del vulcanismo proveniente del volcán San Antonio, el macizo Calixtlahuaca y la Secuencia Máfica Basal (García-Palomo et al., 2002) al sur y sur-oeste del Nevado de Toluca, presenta una red fluvial dendrítica bien desarrollada con presencia de varios circos erosivos en las cabeceras y barrancos con profundidades máximas de 300 m, y escarpes de falla, como el que se observa en la ladera meridional del volcán San Antonio.

5) Laderas de flujos piroclásticos. Están compuestas por material brechado originado por flujos de bloques y ceniza, cubiertos por algunos depósitos de caída (pómez y cenizas). La ladera sur del volcán, está comprendida entre los 2400 y 3700 m y con un declive que varía de 15 a 25°. En su superficie se ha desarrollado una red dendrítica de poca densidad, con barrancos paralelos, profundos de 350 a 600 m. Los espesores de los afloramientos son gruesos (>10 m).

6) Laderas de Tefra. Se localizan principalmente al E y NE del volcán, formando el piedemonte volcánico. Están compuestas por gruesas capas de tefra que cubren flujos piroclásticos y lahares. Los capas de tefra están formadas de pómez y ceniza de caída. La mayor parte de estos depósitos de tefra son de la Pómez Toluca Inferior y Pómez Toluca Superior. Estas laderas se encuentran disectadas por una red fluvial paralela y subparalela

recta, con cauces rectos, poco ramificados, de bajo orden con barrancos de menos de 80 m de profundidad y con un declive de 6-12°.

Sobre estas laderas se han desarrollado activos procesos de gelifluxión asociados al periglacialismo que mezclados con procesos fluviales han originado pequeños valles y terrazas fluvio-glaciales. Además, estas laderas se encuentran fuertemente alteradas por procesos físicos y antrópicos que han originado una intensa destrucción de tierras (Espinoza-Rodríguez, 2003), alteran el escurrimiento superficial y modifican la capacidad de retención de agua originando cárcavas y barrancos (Palacio, 1988).

-Planicies y lomeríos de lavas. Estas formas están asociadas a los campos volcánicos monogenéticos. En su superficie se observa una red de drenaje incipiente, formada a partir de fracturas y contactos entre las coladas.

- Mesas de lava, son pequeñas de composición andesítica y son del Pleistoceno, su nivel de base se encuentra a más de 2500 m.

- Planicies y lomeríos con depósitos de lahares. Estas formas se presentan rellenando grandes valles tectónicos (grabens) al sur de Nevado de Toluca, formando planicies rellenas de material vulcanoclástico, con espesores máximos de 250 a 300 m y pendientes de 3 a 6°. Estos depósitos se caracterizan por la alternancia de bancos de materiales más o menos gruesos, con una granulometría muy variable. Hacia el interior de los depósitos se desarrolla una incipiente estratificación cruzada. Estos depósitos alcanzan grandes distancias, desde la cima hasta cerca de Cacahuamilpa; gradualmente se van transformando lahares y aglomerados en conglomerados. En su superficie se desarrolla una amplia red fluvial paralela, con barrancos profundos de hasta 250m.

III. Nivel de Base. Está formado por planicies acumulativas de tipo aluvial, lacustre y aluvio-lacustre. La más importante es la planicie de Toluca, con una altura de 2550 m, y una pendiente de 0 a 1.5°, la cual antiguamente estaba ocupada por un lago de proporciones variables, que a veces formaba un lago y en otras ocasiones eran varios y de los cuales solo quedan algunos relictos y manantiales alimentados por corrientes subterráneas provenientes del Nevado de Toluca, que en temporadas de lluvias forman zonas pantanosas. Los depósitos aluviales están compuestos principalmente de material volcánico transportado compuesto de pómez y brechas.

IV. Relieve Prevolcánico. Está formado por laderas de rocas plegadas, que se encuentran generalmente por abajo de los 2500 m de altitud, son de tipo metamórfico y sedimentario del mesozoico. Las rocas metamórficas son esquistos de tipo metasedimentario y metavolcánico, mientras que las sedimentarias son calizas y travertinos,. Estas laderas se encuentran fuertemente disectadas e intemperizadas, presentan una red fluvial densa, de tipo dendrítico, con amplio desarrollo de barrancos con profundidades de hasta 160 m.

III. Procesamiento e integración de la información en los SIGs y aplicación de la Evaluación Multicriterio

El estudio de los peligros volcánicos a corto y largo plazo utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG) provee de una valiosa herramienta para el análisis, planeación y manejo de las crisis volcánicas. En este trabajo se desarrolló una metodología para integrar la información de los peligros volcánicos con el análisis de vulnerabilidad aplicando las técnicas de Evaluación Muticriterio (EMC). Esta metodología comprende la evaluación y combinación de los criterios en un análisis común, aplicando una regla de decisión, basada en un análisis, discusión y jerarquización de alternativas con el fin de generar una información rápida y confiable que determine las zonas más afectadas y apoye la toma de decisiones. Se aplicó esta metodología para determinar el riesgo volcánico en el Nevado de Toluca, mediante la investigación de campo, la fotointerpretación, análisis cartográfico y la reevaluación y síntesis de la información publicada sobre la geología, geomorfología y vulcanología de la zona del valle de Toluca se determinaron los peligros volcánicos y se elaboraron los mapas para flujos de bloques y cenizas, flujos de pómez, caída de ceniza, lahares y avalanchas de escombros, así como los mapas de vulnerabilidad: población total, uso de suelo, infraestructura y unidades económicas.

Este acercamiento al uso de los SIG para solución de problemas y planeación se ha utilizado recientemente en otros campos de la ciencia, pero las referencias para la evaluación de peligros volcánicos y la estimación de la vulnerabilidad son escasas. En la última década la utilización EMC ha sido de gran utilidad en la solución de situaciones que están en conflicto, para los individuos o los grupos interesados en el contexto espacial, que requieren una información precisa para la toma de decisiones (Heywood et al., 1995; Malczewski, 1996).

Pereira y Duckstein (1993) y Joerin et al. (2001) utilizaron la EMC para elaborar mapas de uso del suelo y ordenamiento territorial en zonas urbanas de Holanda y España. Janssen y Rietved (1990) por su parte lo hacen para elaborar mapas de ordenamiento y uso de suelo para las regiones agrícolas de Holanda. En México esta técnica ha sido utilizada por Díaz Salgado y López-Blanco (2000, 2001) para el manejo sustentable de granjas camaronícolas en el estado de Oaxaca; mientras que Ceballos-Silva y López-Blanco

(2003a, 2003b) lo hacen para el uso y ordenamiento de la áreas de cultivo de maíz en la región norte del valle de Toluca.

Como se mencionó los trabajos sobre el uso del análisis multicriterio en peligros y riesgo volcánico son escasos, y solamente Torrieri et al. (2002) han utilizado esta metodología como una aproximación en la toma de decisiones, para la ayuda o evacuación inmediata de la ciudad de Nápoles, en caso de una erupción del volcán Vesuvio. Pero no integraron dentro de la metodología los tipos de peligros volcánicos como se hizo y se propone e este trabajo.

La utilización del análisis por multicriterio permitió hacer un análisis más objetivo, integrando diferentes criterios para determinar la importancia de una variable geológica (peligro por lahares, peligro por avalanchas, etc.) con las variables socioeconómicas (uso del suelo, población total etc.).

La información se obtuvo y procesó en tres etapas que fueron:

a) Información Geológica:

- Trabajo de campo y medición de secciones
- Se elaboró una estratigrafía detallada del edificio volcánico y sus alrededores.
- Se reevaluó la información publicada y se estableció comunicación personal con autores que han trabajado en el área de estudio para intercambiar opiniones e información.
- Se llevó a cabo una fotointerpretación y análisis cartográfico de la zona de estudio.
- Se elaboró un mapa geológico para la zona de estudio.
- Se hizo un mapa geomorfológico para determinar las características del relieve y su posible relación con los peligros volcánicos.
- Se elaboraron mapas de los de la distribución de los depósitos de las pasadas erupciones
- Se determinó la frecuencia y magnitud de los eventos eruptivos acaecidos en el Volcán Nevado de Toluca.
- Se utilizó la línea de energía y el coeficiente de movilidad para determinar el máximo alcance de los flujos piroclásticos y avalanchas.

Con la información integrada, y procesada se elaboraron los mapas de zonificación de los peligros volcánicos del Nevado de Toluca.

b) Información Socioeconómica. Esta base de datos se obtuvo a partir de la revisión, análisis, comprobación aleatoria de campo y procesamiento de la información estadística publicada por el INEGI (2001), así como cartas base municipal y de uso de suelo, también publicados por el INEGI. Se obtuvo información sobre: población, número de escuelas, unidades médicas, longitud de carreteras, número de unidades económicas productivas y monto total, unidades agrícolas y hectáreas totales. Manejándose y clasificándose esta información a nivel municipal.

c) Captura y procesamiento en los sistemas de información Geográfica para la generación de los mapas preliminares de Peligro, Vulnerabilidad y Riesgo mediante el análisis multicriterio.

III.1 Evaluación de la información utilizando los Sistemas de Información Geográfica y aplicando el método de Multicriterio (EMC).

La forma más común de representar la superficie terrestre ha sido mediante los mapas, que muestran la distribución espacial de las formas del relieve, estas formas definidas como unidades geográficas han sido representadas tradicionalmente como puntos, líneas y áreas, que junto con símbolos, colores y texturas, describen una zona en particular resaltando algunas de sus características (vegetación, geología, uso de suelo, etc.). Dentro de un SIG a cada una de estas características se le puede asignar un valor aritmético o algebraico y realizar las operaciones de suma, multiplicación, resta y división de mapas. Se utilizó esta propiedad y se escogió el método de evaluación multicriterio por su capacidad de manejo de mapas y bases y se propone aquí como una opción en la elaboración de mapas de riesgo.

La evaluación multicriterio (EMC) es un conjunto de técnicas orientadas para asistir en los procesos de toma de decisiones, cuyo fin básico es investigar un número de alternativas bajo la luz de múltiples criterios y objetivos en conflicto (Barreda, 1996). Este método se escogió porque permite generar soluciones y jerarquizar las alternativas de acuerdo a su grado de importancia o influencia (peso). Además, la toma de decisiones multicriterio permite elaborar conceptos, aproximaciones, modelos y métodos, para auxiliar a los departamentos encargados de tomar decisiones a describir, evaluar, ordenar, jerarquizar, seleccionar o rechazar objetos, en base a una evaluación (expresada por puntuaciones, valores o intensidades de preferencia) de acuerdo a varios criterios. Estos

selección, representadas por los objetos espaciales (píxeles) contenidos en las capas temáticas (mapas digitales). Cada uno de los criterios constituye un mapa temático de la base de datos del SIG, por lo que en esta etapa se entiende que es decisivo para toda la evaluación, definir y realizar la selección de criterios de modo adecuado. La evaluación con multicriterios basa su funcionamiento en integrar todos los criterios y alternativas en una matriz, llamada de decisión o evaluación donde:

Columna principal = criterios, fila principal = alternativas, y en el interior las puntuaciones obtenidas de los criterios

Dichas puntuaciones representan el valor, nivel de preferencia, grado de atracción o significancia, que ha obtenido cada alternativa en cada criterio (Barredo, 1996). Así en la matriz le fueron asignados valores cuantitativos a las categorías o clasificaciones correspondientes de los criterios, ya que generalmente en los mapas impresos o en las fuentes bibliográficas consultadas, se encuentran medidos en escala nominal o cualitativa, por lo que será necesario llevarlos a una escala común de intervalo o razón.

La valoración e interpretación permitió, haciendo uso del SIG, que la información cartográfica y temática de los criterios para cada una de las alternativas (píxeles), fuera sometida a una serie de operaciones de clasificación, sobreposición, interpolación, cálculo de distancias o proximidades, etc., con el fin de representar las distintas clases o valores de vulnerabilidad, y que finalmente las alternativas fueran ser reclasificadas en valores de menor a mayor, (en este caso de uno a cuatro), de acuerdo con la escala de puntuación manejada (bajo=1, medio=2, alto=3, muy alto=4). Una vez establecida la matriz de evaluación y los mapas temáticos de vulnerabilidad y peligros volcánicos, se procedió a establecer la importancia relativa entre los criterios y se les asignó un peso específico o ponderación. Dicha asignación se basó en las referencias previas, los puntos de vista y experiencia de los especialistas (investigadores y tomadores de decisiones), la consulta y sondeo de opinión con expertos del tema, a la literatura consultada y tomando en cuenta las características propias del área en estudio que es el riesgo volcánico.

Para establecer los pesos de los criterios, existen distintas aproximaciones, entre ellas una de las más difundidas en los estudios del territorio y en el ambiente de los SIG, es la conocida como Proceso Analítico Mediante Jerarquías. Este procedimiento fue desarrollado por Saaty (1980) y en años más recientes fue integrado en el SIG IDRISI por

valores de 1, que denota igualdad consigo mismo en la comparación de cada criterio. De igual forma, si dos factores tienen la misma importancia se les otorgará un valor de 1 (Figura 13). El propio SIG IDRISI contiene módulos que permiten realizar el procedimiento automatizado de sumatoria de la matriz (y en consecuencia de los mapas), mediante la sobreposición y multiplicación de cada mapa por una constante (pesos de los criterios), produciendo un nuevo mapa, en este caso de intensidad de la vulnerabilidad, con valores entre 1 a 4 en cada píxel, siendo el valor cuatro el que representaría las áreas más vulnerables.

Al mismo tiempo que el procedimiento establece los pesos de los criterios, también ofrece una medida cuantitativa de la consistencia entre las relaciones establecidas entre cada comparación de criterios.

Una representación visual de la ruta crítica seguida en el estudio del riesgo Volcánico de la cuenca de Toluca puede observarse en la figura 14 y el momento que ocupa la determinación de la vulnerabilidad del área en estudio y la aplicación de la EMC.

Un caso especial es el estudio de la zonificación de peligros volcánicos y la evaluación de riesgos, que requiere de la inferencia de datos físicos y sociales, para ser cruzados mediante la sobreposición de mapas geológicos-volcánicos, sociales y económicos. Este trabajo relativamente sencillo se puede llegar a complicar enormemente cuando se tiene grandes volúmenes de información. A efecto de presentar esta información de una forma comprensible y reducir tiempos, se utilizan los sistemas de información geográfica que permiten integrar la información y obtener mapas de riesgos para la toma de decisiones.

Los SIG's pueden entenderse como una caja de experimentación para que el analista planeé diferentes escenarios virtuales, aplicando varios criterios o siguiendo determinadas tendencias. Esto hace de los SIG's una potente herramienta para la planificación y la toma de decisiones.

Un SIG está estructurado básicamente por cuatro elementos fundamentales, los cuales permiten realizar sus operaciones posibles considerando la complejidad del tratamiento del dato espacial y sus componentes espaciales y temáticos (Barredo, 1996).

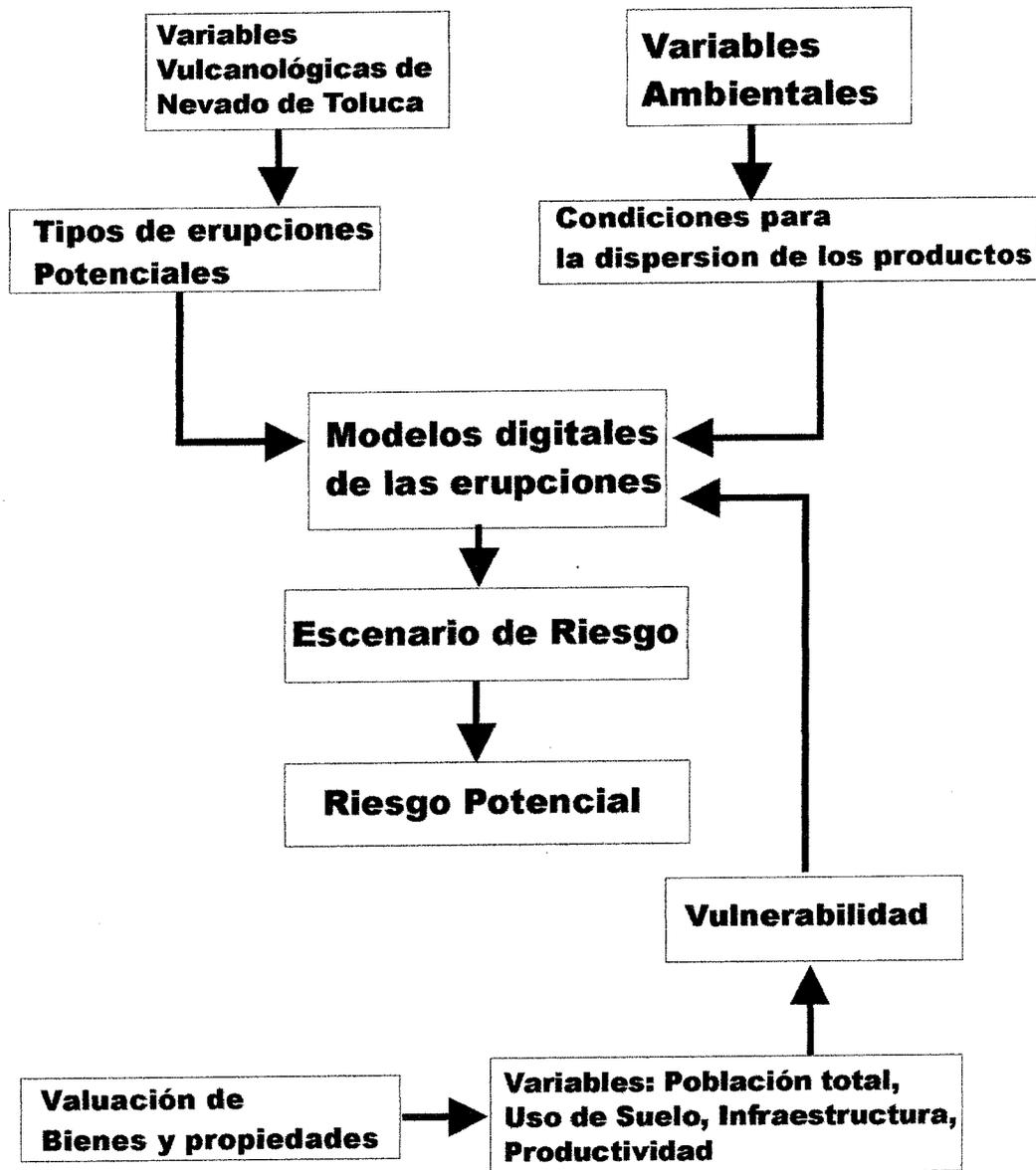


Fig. 14 Representación esquemática del manejo y captación de información para el establecimiento del riesgo volcánico (modificado de Gómez-Fernandez, 1998).

Los elementos que componen un SIG son: el hardware (parte física del sistema), el software (programas de aplicación), la base de datos y el usuario.

El primer elemento representa la parte física donde se asienta el SIG, y está representado por alguna plataforma de computador, que actualmente en la mayoría de los casos está representado por la característica operativa y de almacenaje de información de las computadoras personales (PC). El segundo elemento el software o programa encargado de realizar las operaciones y la manipulación de los datos. El tercer elemento comprende a los datos, que son almacenados en la computadora, en forma de tablas, mapas digitalizados, mapas escaneados, imágenes de satélite y modelos digitales de elevación del terreno. La información cartográfica es almacenada en forma de puntos, líneas y polígonos (vectorial) o celdas que representan áreas del terreno (raster). El cuarto y último elemento es el más importante y está representado por las personas encargadas del diseño, implementación, aplicación de criterios, modelaje, determinación de los parámetros y rangos de evaluación del proyecto.

Las funciones de un SIG se agrupan en cuatro áreas fundamentales:

a) Captura de datos: Es la manera en que los datos espaciales y sus características temáticas son almacenados dentro de la computadora. Las fuentes más comunes de información en un SIG son: mapas analógicos, tablas de atributos, imágenes de satélite y fotografías aéreas (Cebrian, 1992).

b) La gestión de datos: Es la función del SIG, que abarca las operaciones de almacenamiento y recuperación de datos, con respecto a la forma en que se organizan los datos espaciales y temáticos dentro de la base de datos (Barredo, 1996)

c) Transformación y análisis de datos. Es la función más importante del SIG, donde radica todo su potencial operativo. Las funciones de transformación y análisis de datos son las que proveen nuevos datos a partir de los existentes originalmente. Bosque (1992) indicó que las funciones analíticas convierten a un SIG en una máquina de simulación, en la cual los especialistas de diferentes áreas, especialmente de planificación territorial y evaluación de peligros naturales pueden obtener una impresión la cual puede resultar en implementación de una política o ayudar a la toma de decisiones.

d) Salida de datos. En un SIG existen diversas formas de salida de datos, los cuales dependen de los requerimientos del usuario, las más frecuentes son: mapas analógicos, tablas de valores, gráficos, modelos digitales tridimensionales, simulación de vuelos, etc.

Los datos espaciales contenidos en un SIG pueden concebirse como un conjunto de mapas temáticos que representan cada uno de ellos una variable o capa temática (hidrografía, curvas de nivel, geología, etc.), que representa una tipología específica de los elementos del mundo real. Aronoff (1989) define las capas temáticas como "un conjunto de elementos geográficos lógicamente relacionados y sus atributos temáticos". Cada capa temática almacena un tipo particular de información que permiten realizar un análisis espacial y obtener una nueva información aplicada.

El análisis espacial es un conjunto de técnicas y procedimientos cuantitativos (principalmente estadísticos) aplicados análisis geográfico (planeación territorial, elaboración de mapas de peligros y riesgos, etc.).

Los programas que se utilizaron fueron los SIG's ILWIS e IDRISI. Se escogieron porque estos programas poseen la capacidad de generar imágenes digitales bidimensionales y tridimensionales. Además, permiten integrar a estas imágenes atributos capturados en una base de datos, o generados a través de la interpolación de los mapas e imágenes y por procesos estadísticos integrados dentro de sus módulos operativos. El programa ILWIS tiene una mayor flexibilidad en cuanto a la captura de información a través de la digitalización manual o mecánica y un potente módulo de importación que permite utilizar imágenes provenientes de otros programas como, ERDAS, IDRISI, ARC-INFO, AutoCad; así como archivos bmp, TIFF, etc. Además maneja información vectorial y raster, para generar modelos digitales tridimensionales de elevación de terreno con sombreados en diferentes direcciones. También puede girar vertical y horizontalmente hasta 180 grados los modelos digitales para obtener diferentes vistas. Su módulo operativo es limitado en el manejo de tablas con bases de datos (reclasificación, suma de valores, cruce de tablas, perfiles, áreas, etc.), pero posee operadores matemáticos (sobreposición, escalares y transformación), estadísticos (histogramas, regresiones, tendencias, media, desviación estándar, etc.), y módulos para el manejo de imágenes de satélite

El sistema IDRISI por su parte presenta un módulo importación más limitado, siendo compatible con ERDAS y ARC-INFO, y con archivos TIFF. El SIG IDRISI posee

además, una alta capacidad operativa con mapas raster, que permite importar información vectorial y transformarla a formato raster, para realizar diferentes operación de interpolación generar modelos digitales de elevación del terreno también es mas limitada, que genera vistas en una sola dirección y no maneja sombreados. Pero su modulo operativo maneja diferentes tipos de análisis como: manejo de tablas con bases de datos (reclasificación, suma de valores, cruce de tablas, perfiles, áreas, etc.), operadores matemáticos (sobreposición, escalares y transformación), estadísticos (histogramas, regresiones, tendencias, media, desviación estándar, etc.), toma de decisiones (evaluación por multicriterio, teorema de Bayes, etc.) y manejos de imágenes de satélite (filtros, etc) entre otras posibilidades. Además permite la importación de bases de datos elaborados en Excell.

Para llevar a cabo el análisis se integraron los datos espaciales y sus características temáticas asociadas, provenientes de diversas fuentes y distintos formatos. En la figura 15 se muestra un diagrama que muestra como se manejo e integro la información dentro del SIG, este diagrama lo elaboró Díaz (1998) para una propuesta de ordenamiento territorial en un zona costera y se modificó para la elaboración de mapas de peligros y riesgo volcánico. Para este trabajo se integraron y procesaron los mapas topográficos, de peligros volcánicos, uso de suelo y división municipal, así como tablas con la información socio-económica del Valle de Toluca.

La información temática fue dividida en dos grandes grupos: variables naturales (peligros volcánicos, topografía) y variables socioeconómicas (municipios, uso de suelo, población, escuelas, etc.).

Los mapas con las curvas de nivel, peligros volcánicos, uso de suelo, municipios, poblaciones y caminos se digitalizaron manualmente como información vectorial. A continuación se verificaron los segmentos con el mismo programa ILWIS, para evitar que hubiera errores que otorgaran una atributo equivocados a los mapas digitalizados. Una vez comprobado que no existían errores en los segmentos los mapas de peligros volcánicos, uso de suelo se poligonizaron para integrar un primer atributo relacionado con su tipo. Después, se rasterizaron y se exportaron como un archivo IDRISI. Para su evaluación por multicriterio.

Se creó una base de datos a nivel municipal con la información sobre población total, longitud y tipo de carreteras, escuelas, centros de salud, unidades agrícolas, unidades económicas y producción total bruta (en miles de pesos).

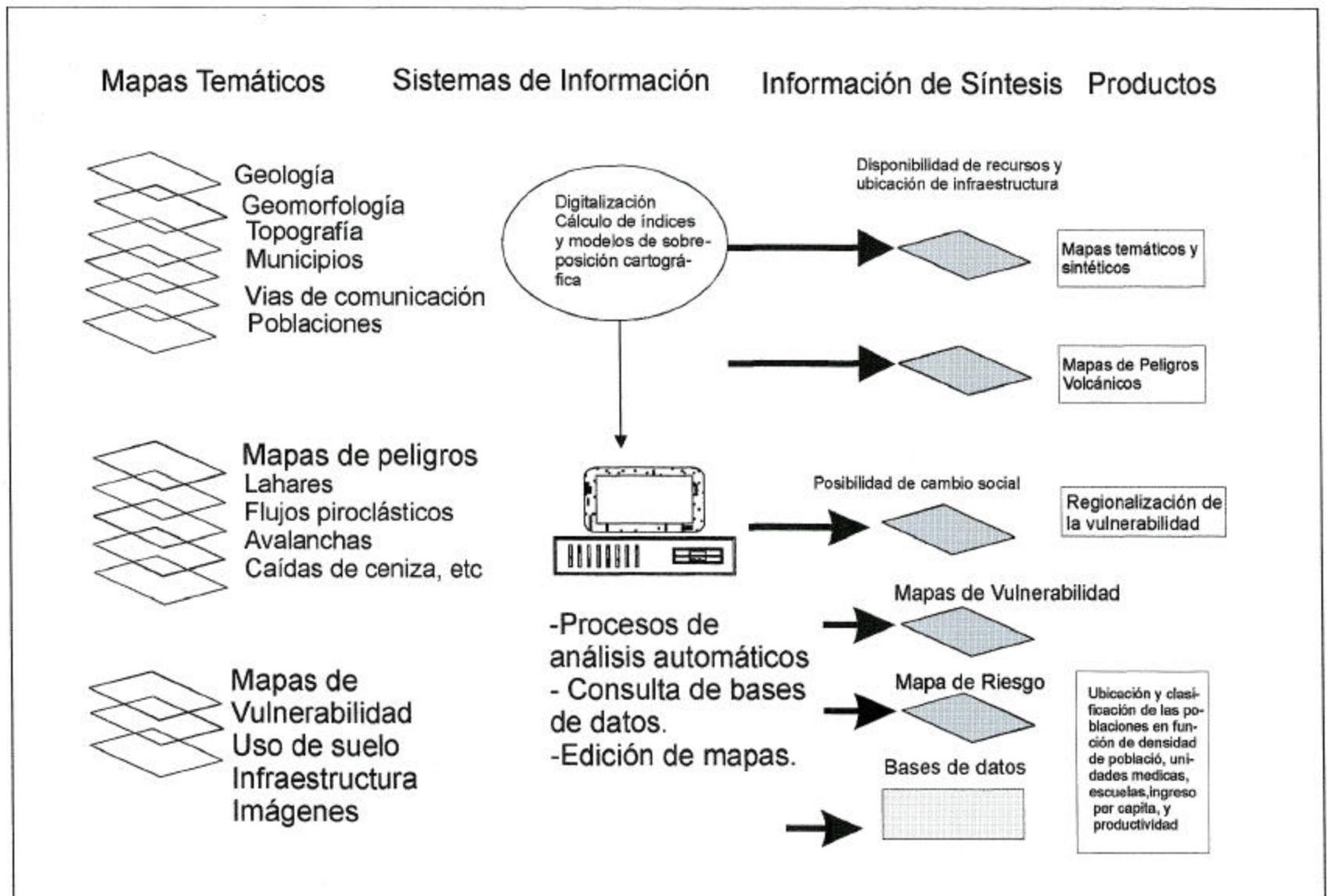


Fig. 15 Manejo de la Información para definir el riesgo volcánico (modificado de Díaz, J. 1998)

IV. Mapas de Zonificación de Peligros Volcánicos en el Nevado de Toluca

La zonificación de los diferentes tipos de peligros se basó en la fotointerpretación en escala 1:30,000 y 1:75.000 y en un detallado trabajo de campo durante el cual se hicieron 150 nuevas secciones. Los depósitos y su distribución así como los tipos de erupción fueron identificados. La historia eruptiva del VNT fue reconstruida basada en esta información y se complementó con una nueva evaluación de la información publicada así como 3 nuevos fechamientos por C14 (Tabla 7). La distancia máxima alcanzada por los productos eruptivos, así como la magnitud y la frecuencia de los acontecimientos fue determinada (Tabla 8).

A fin de estudiar la distribución de los flujos piroclásticos y avalanchas de escombros, se calculó la línea de energía y el coeficiente de movilidad para estos depósitos. La línea de energía o el coeficiente Heim (m) es la potencial dirección del flujo a lo largo de la línea de transporte (H/L) y son definidos por la caída vertical (H) entre el cráter y el punto más alejado alcanzado por los flujos piroclásticos y avalanchas de escombros y la distancia horizontal de la fuente al punto final (L) (Hsu, 1975; Sheridan, 1979). Esto ha sido usado para describir la movilidad, estimar la velocidad, y predecir distancias potenciales máximas y mínimas que pueden recorrer los flujos y avalanchas y de esta manera determinar las zonas de peligro (Siebert et al., 1987). Para determinar la línea de energía, se reconstruyó la altura previa del volcán utilizando los métodos de laderas y morfoisohipsas. En el primer método, el perfil de la cima del cono fue continuado hasta donde se cruzan las laderas, obteniendo alturas de 5000 y 5040 msnm) que como promedio da una altura de 5020 msnm (Figuras 16 y 17). El segundo método, de morfoisohipsas, consiste en continuar al contorno de las curvas nivel y continuarlas hacia arriba manteniendo una distancia proporcional semejante a la que van guardando las curvas conocidas hacia arriba (Lugo, 1988), obteniéndose una altura promedio de 5080 msnm (Figura 18). El resultado de ambos métodos se promedió para obtener una altura previa promedio de 5060 msnm del volcán.

El coeficiente de movilidad (M_c) es la razón de L/H donde H es la elevación entre el cráter y el punto más alejado alcanzado por el flujo, y L es la distancia horizontal entre ambos puntos (Hoblitt et al., 1975). Esta relación se utiliza para delimitar un margen de

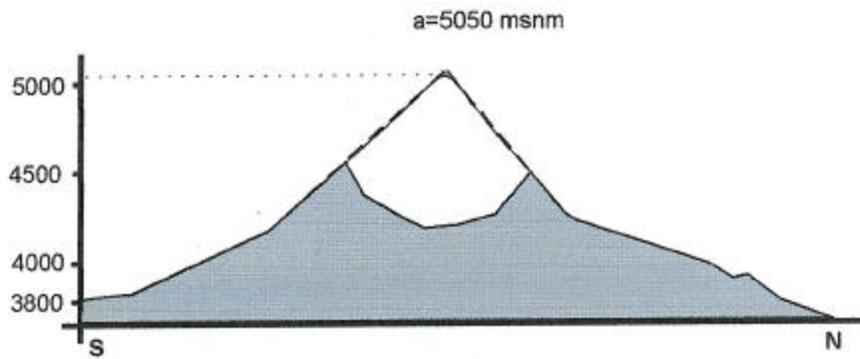


Figura 16 Perfil tomado en dirección S-N, sobre el cual se han continuado sus pendientes para reconstruir su altura original

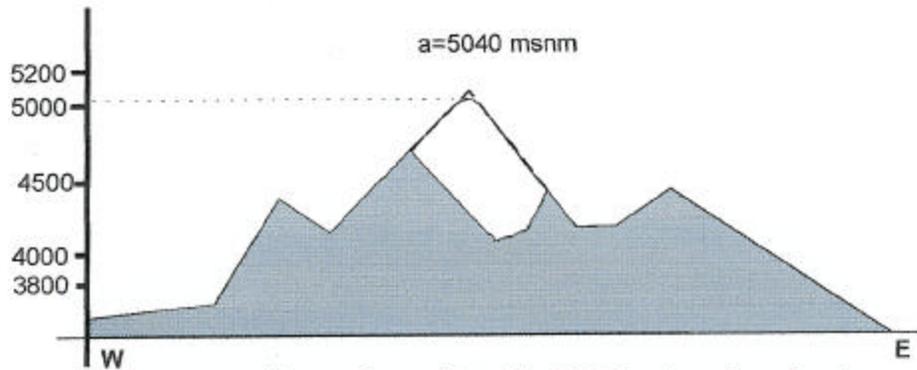


Figura 17 Perfil tomado en dirección W-E, sobre el cual se han continuado sus pendientes para reconstruir su altura original

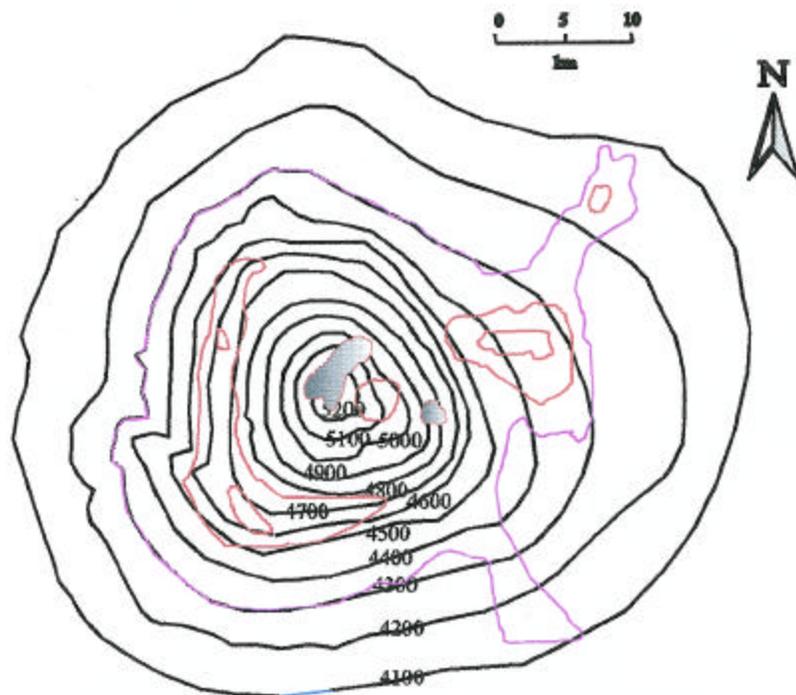


Figure 18 Reconstrucción de la cima del Nevado de Toluca mediante el método de morfoisohipsas

seguridad que se extiende “n” kilómetros mas allá de los límites establecidos para los flujos.

La dirección de las fallas y las diferencias de altitud topográficas existentes fueron determinadas para zonificación del peligro por avalanchas de escombros. La dirección de viento también fue determinada para la zonificación del peligro por caída de ceniza con los datos de vientos de Servicio Meteorológico Nacional (Fonseca, 2003). Esta información fue transferida al mapa topográfico 1:100,000 y más tarde fue reducida a una escala 1:250,000. Fue necesario la escala 1:1,000,000 para los depósitos de caída debido a la amplia distribución de ceniza durante la última erupción pliniana.

Mapas de zonificación de peligros por flujos piroclásticos.

Estos depósitos están ampliamente distribuidos alrededor del volcán, rellenando los valles fluviales de los arroyos La Comunidad, Agua Blanca, San Gaspar, Calderón, Tizantes, Grande, el Zaguán, Zacango, Agua Bendita y La Fábrica. Los depósitos de flujos piroclásticos cubren un área mínima de 630 km^2 y asumiendo que ellos tienen un espesor medio de 5 m, el volumen aproximado es de 3.15 km^3 (Macias et al., 1997). La distancia máxima alcanzada por estos depósitos es de 32 kilómetros del cráter hacia el sur, en los valles de los arroyos Tizantes y Calderón.

Los flujos de bloques y ceniza forman unidades masivas interestratificadas con horizontes de oleadas. Como ya se mencionó García-Palomo et al. (2002) reportan al menos 5 flujos de bloques y ceniza producidos por colapso de domos. Para elaborar el mapa fueron considerados los flujos Zacango y El Capulín porque son los que cubren una mayor área ($>600 \text{ km}^2$), dejaron los depósitos mas voluminosos ($>3 \text{ km}^3$) y alcanzaron las mayores distancias ($>25 \text{ Km}$). El Flujo de bloques y ceniza Zacango (37,000 +/-1125 años aP) está formado de tres unidades masivas con horizontes de oleada asociados. Los depósitos contienen fragmentos de dacita de color gris, ricos en fenocristales de plagioclasa y hornblenda y fragmentos de dacita alterados de color rojo, con escasos fragmentos de pómez. El Flujo El Capulín (28 +/-140 años aP) está formado de tres unidades masivas interestratificadas con oleadas que contienen fragmentos gris y rojos de dacita, con fragmentos de pómez y carbón. El valor mínimo del coeficiente de Heim para estos flujos

es de 0.096 y 0.11 para el valor teórico que indican que los flujos de bloques y ceniza tienen una alta movilidad (Tabla 9).

Los flujos de pómez emitidos por el VNT son: El Flujo de Pómez Rosa (43 +/-2000 años aP) compuesto de pómez dacítica subredondeada, fragmentos líticos de andesita y dacita de color gris, dentro de un matriz de lapilli y ceniza (Macias et al., 1997). El Flujo de Pómez Blanco (26 +/- 273 años aP) está compuesto de clastos de pómez dacítica, y cristales de plagioclasa y biotita. Además, en la base este depósito presenta una capa delgada de pómez de caída y otra capa producto de una oleada (Macias et al., 1997). El flujo MF2 (13.480 +/-40 años aP) que es un flujo de ceniza pumicítica, enriquecido con fragmentos de pómez (< 2 cm), algunos líticos de color rojo (dacíticos) y carbón. La Pómez Blanca intermedia (12.040 +/-290 años aP) está compuesta de fragmentos alargados de pómez blanca y líticos alterados de dacita de color rojizo, y que está interestratificada con una oleada (Cervantes, 2001) (Tabla 7).

Para el análisis de los flujos producidos por el colapso de columna se siguió el criterio propuesto por Malin y Sheridan, (1982) y Beget y Limke (1988), se determinaron con el trabajo de campo tres puntos donde se depositó el flujo de bloques y ceniza El Capulín. En cada punto se obtuvieron la altura y la distancia con respecto a la cima. Los puntos se graficaron y se unieron mediante una línea recta que pasara, lo más cercano a estos puntos, a continuación se prolongo hasta cortar los ejes cartesianos para obtener, en el eje de las ordenadas la altura de colapso del flujo y en el de las abscisas la distancia máxima alcanzada por el flujo. Los valores obtenidos fueron altura de colapso de 5700 m y distancia máxima 42 km (Fig. 19). Este método fue ideado para un pulso inicialmente con varias ramificaciones, sin embargo se puede aplicar a varias unidades. Como en este caso, los flujos presentan extensiones similares, nos proporcionan una idea aproximada y permite calcular el coeficiente de energía μ .

La línea de energía fue construida para la altura actual del volcán de 2080 m, tomada desde la cima a su base sobre el Valle de Toluca (\hat{i} mínimo) y para la altura reconstruida del volcán 2480 m (\hat{i} teórico). La distancia máxima que pueden alcanzar los depósitos fue obtenida mediante trabajo de campo y el coeficiente de movilidad. Esta información fue obtenida para los flujos de bloques y ceniza (Tabla 9) y de pómez (Tabla 10).

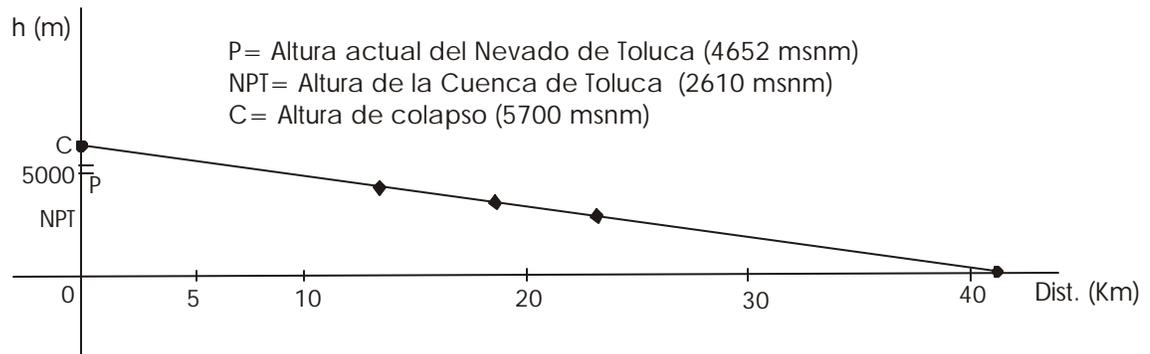


Fig. 19 Determinación de la altura de colapso de los flujos piroclásticos

Como apoyo para determinar la distancia máxima de los flujos piroclásticos y su capacidad para superar obstáculos, aplicando la línea de energía (i mínimo), se elaboraron tres perfiles topográficos que van de la cima del VNT a: a) cima del volcán de San Antonio (figura 20); b) a Ixtapan de la Sal (Figura 21) y c) hacia el Este, hacia el Valle de Toluca (Figura 22). Sobre estos perfiles se proyectó la línea de energía para los flujos piroclásticos (de bloques y ceniza y de pómez), basados en la altura de la cima actual (4680 m). Con estas secciones se determinó las distancias máximas que podrían alcanzar los flujos, así como los obstáculos que podrían rebasar.

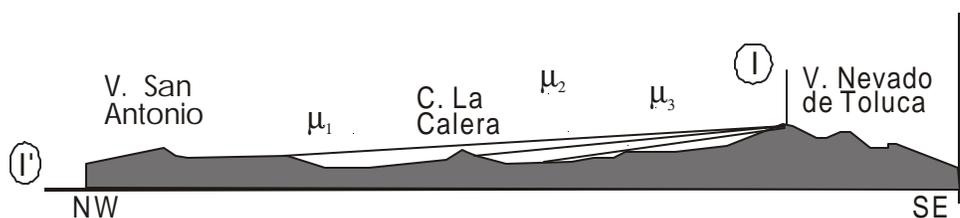


Fig. 20 Perfil topográfico elaborado de la cima del volcán Nevado de Toluca a la cima del volcán San Antonio con los valores de la línea de energía de los flujos de bloques y ceniza El Capulín (i_1) y Zacango (i_2) y el flujo pumicítico MF (i_3)

En la figura 20 la línea de energía fue proyectada para los flujos de bloques y ceniza: El Capulín (i_1), Zacango (i_2) y el flujo de pómez MF2 (i_3). Los flujos piroclásticos Zacango y MF2 se detendrían en el domo La Calera, pero el flujo el Capulín sería capaz de superar este obstáculo y se detendría al chocar con el volcán San Antonio.

Tabla 9 Flujos de Bloques y Cenizas

Point	Dist. (KM)	H. present	H. reconst.	$\mu_{\min.}$	$\mu_{\text{teórico}}$	Mc
A	22	2080	2480	0.095	0.11	10.58
B	20	2080	2480	0.11	0.12	9.52
C	22	2080	2480	0.095	0.11	10.58
D	21	2080	2480	0.1	0.12	10.10
E	23	2080	2480	.09	0.11	11.06
F	27	2080	2480	.08	0.09	12.98
G	31	2080	2480	.07	0.08	14.90
H	31.5	2080	2480	.07	0.08	15.14
I	13	2080	2480	.16	0.19	6.25
Promedio	23.3			0.096	0.11	11.24

Tabla 10 Flujos de Pómez y ceniza

Point	Dist. (km)	H. present	H. reconst.	$\mu_{\min.}$	$\mu_{\text{teórico}}$	Mc
A´	11.5	2080	2950	0.18	0.26	5.53
B´	13	2080	2950	0.16	0.23	6.25
C´	12.8	2080	2950	0.16	0.23	6.15
D´	13	2080	2950	0.16	0.23	6.25
Promedio	12.4			0.165	0.24	6.05

Tabla 11 Avalanchas de Escombros

Avalanche	Dist. (km)	H. present	H. reconst.	$\mu_{\min.}$	$\mu_{\text{teórico}}$	Mc
DAD1	50	2080	2480	0.042	0.05	24.04
DAD2	35	2080	2480	0.06	0.07	16.83

H_{present} = Altura actual del Volán Nevado de Toluca (VNT)

H_{reconst} = Altura reconstruida del VNT

μ_{\min} = Coeficiente de Heim mínimo para el VNT obtenido a partir de la altura actual del volcán

$\mu_{\text{teórico}}$ = Coeficiente de Heim teórico para el VNT obtenido a partir de la reconstrucción de la altura del volcán

Mc = Coeficiente de Movilidad definido a partir de Hoblitt et al., 1995

La figura 21 muestra la dirección y distancia potencial que tendrían los flujos de bloques y ceniza hacia el este (Fig.21a) y hacia el sur (Fig. 21b). Hacia el sur, los flujos de bloques y ceniza no encuentran obstáculos y la mayor pendiente de la ladera favorecen que los flujos tengan una mayor aceleración y alcancen distancias de hasta 35 km, teniendo únicamente como obstáculo la Sierra de Ixtapan de la Sal. Hacia el este, los flujos de bloques y ceniza siguen el curso de barrancos que se han desarrollado sobre las laderas. Algunos de estos barrancos comienzan en circos glaciales, que se continúan por la actividad fluvial en las laderas volcánicas y llegan hasta la llanura aluvio-lacustre de la Cuenca de Toluca (Fig. 21b). En estas laderas no hay obstáculos que desvíen o paren el avance de los flujos por lo que son capaces de viajar hasta 35 kilómetros. Al sudeste por otra parte hay varios domos y volcanes monogenéticos, pertenecientes al extremo occidental de la Sierra Chichinautzin que sirven como barreras para detener el avance de los flujos.

De manera similar la figura 22 muestra la dirección potencial para los flujos de pómez. Al sur no hay ningún obstáculo para los flujos, y pueden alcanzar distancias de hasta 41 km. (Fig. 22a). Al este hacia la Cuenca de Toluca, los flujos de pómez pueden recorrer distancias de hasta 35 kilómetros, cubriendo la llanura aluvio-lacustre de la Cuenca de Toluca (la Figura 22b), y pueden llegar hasta la base de la Sierra de las Cruces.

Con esta información se elaboraron dos mapas de peligros (para flujos de bloques y ceniza y flujos de pómez (Figuras 23A y 23B).

Las zonas que presentan un peligro bajo del VNT fueron definidas como áreas donde los flujos piroclásticos son raros o cuando la probabilidad de que alcancen esta áreas es baja o nulas en el área de estudio (UTM 14Q 401000-2149000 y 453250 2060475). Las barreras topográficas protegen estas áreas, la red de drenaje está poco desarrollada y los barrancos no son profundos (<10m). Las zonas de peligro medio fueron definidas como áreas afectadas sólo en caso de erupciones grandes (VEI 3-4), tienen el red de drenaje incipiente y solo algunos barrancos profundos (10 y 50 m). La mayor parte de los barrancos no están relacionados con la parte superior del volcán y la mayoría tienen una profundidad de menos de 10 metros. Las zonas de peligro alto, representan áreas donde los flujos de piroclastos han sido depositados con frecuencia y fueron generados por erupciones grandes de magnitud 4 (VEI), estas zona un red de drenaje desarrollada y barrancos profundos (50-100 m). Las zonas de peligro muy alto incluyen las áreas que han sido afectadas por todo tipo

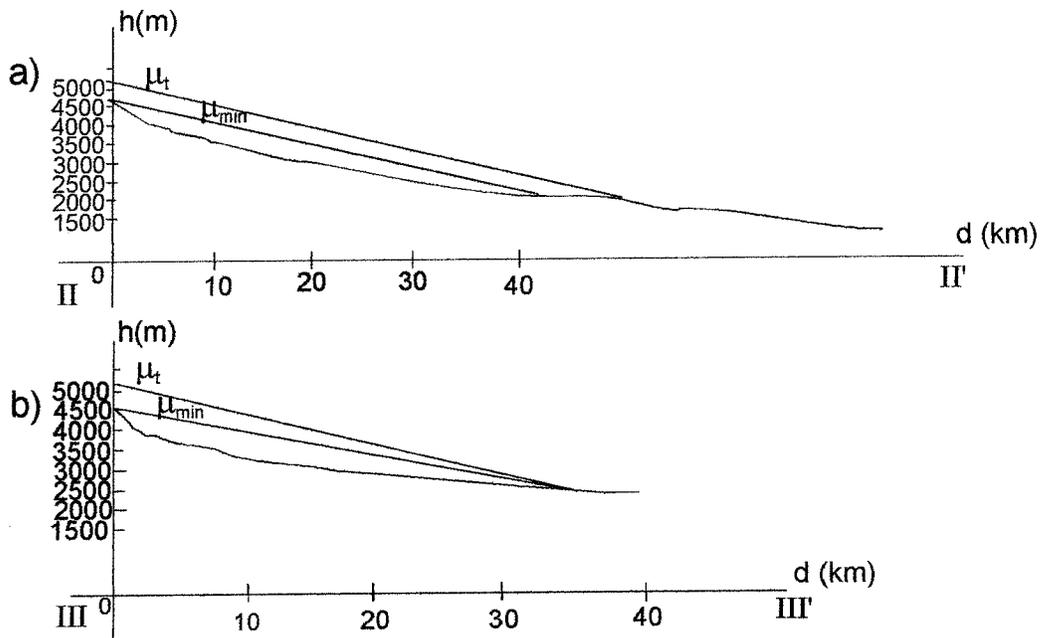


Fig. 21 Perfiles proyectados hacia el este (a) y sur (b) con la línea de energía para posible futuros flujos de bloques y ceniza. μ_t Valor teórico del coeficiente de Heim μ_{min} Valor mínimo del coeficiente de Heim (Ver tabla 9)

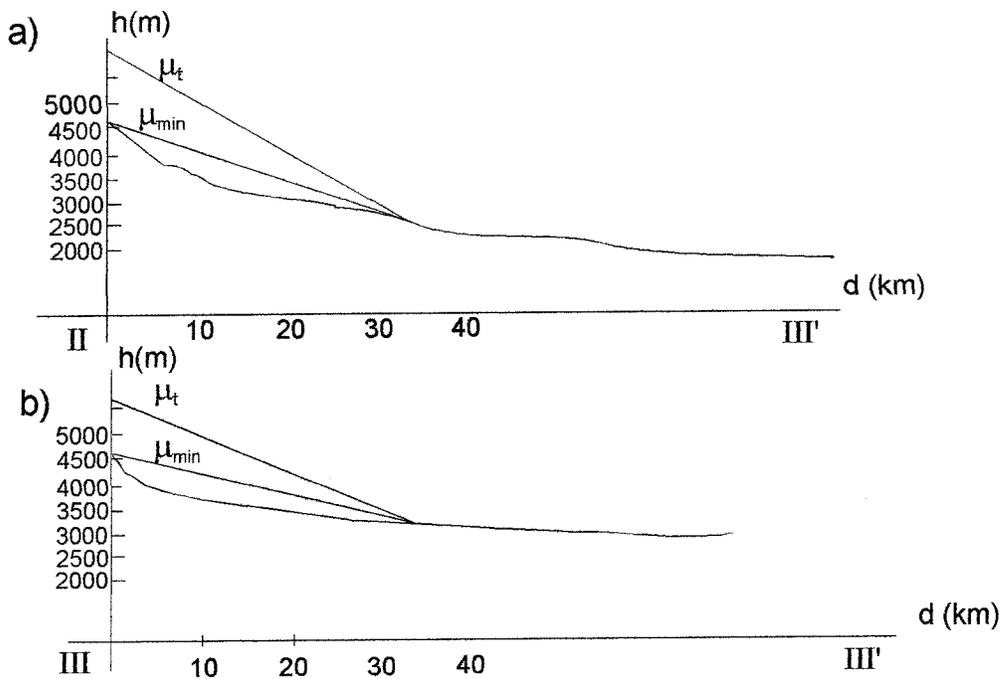


Fig. 22 Perfiles proyectados hacia el este (a) y sur (b) con la línea de energía para posible futuros flujos de pómez μ_t Valor teórico del coeficiente de Heim μ_{min} Valor mínimo del coeficiente de Heim (Ver tabla 10)

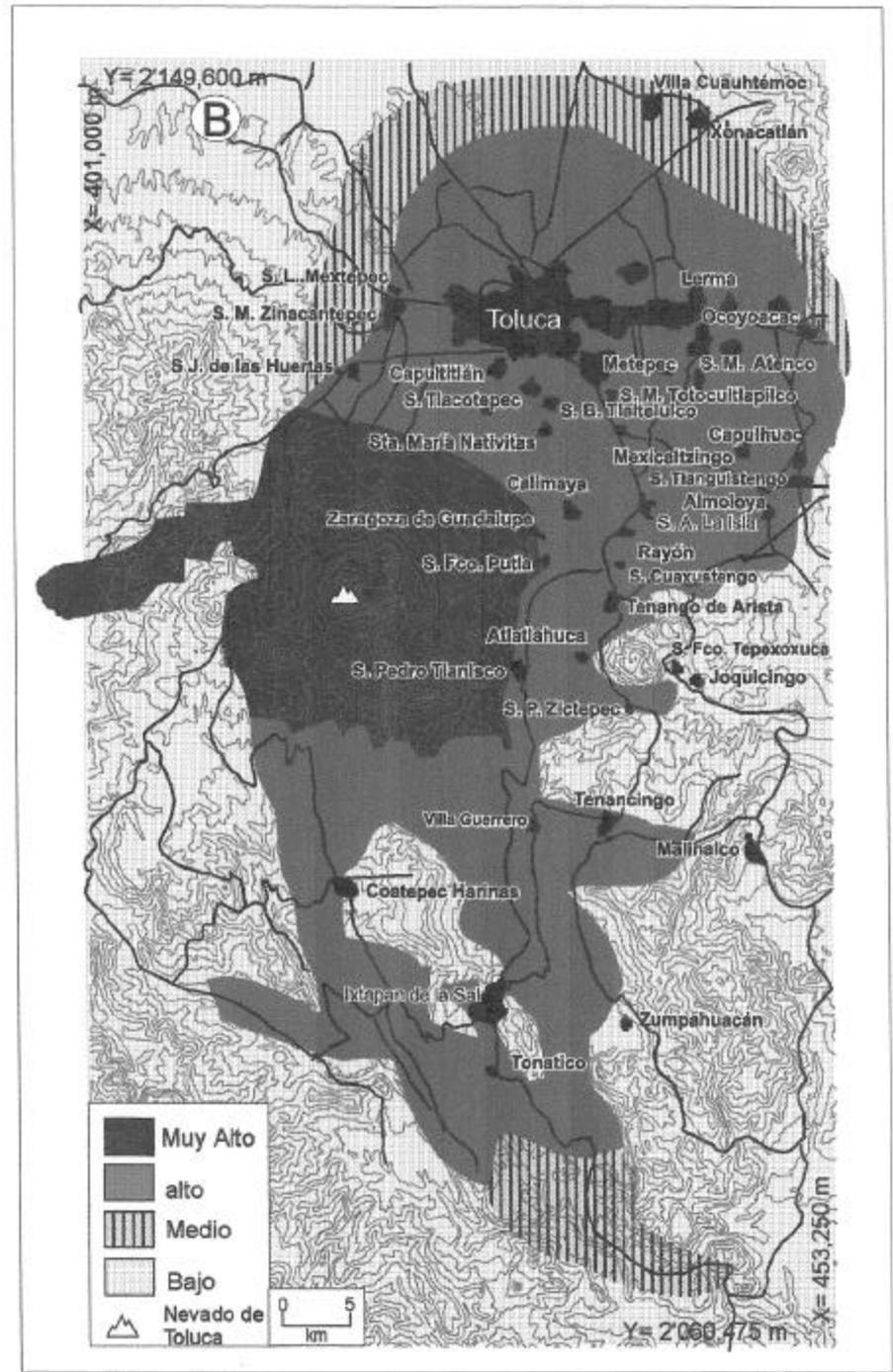
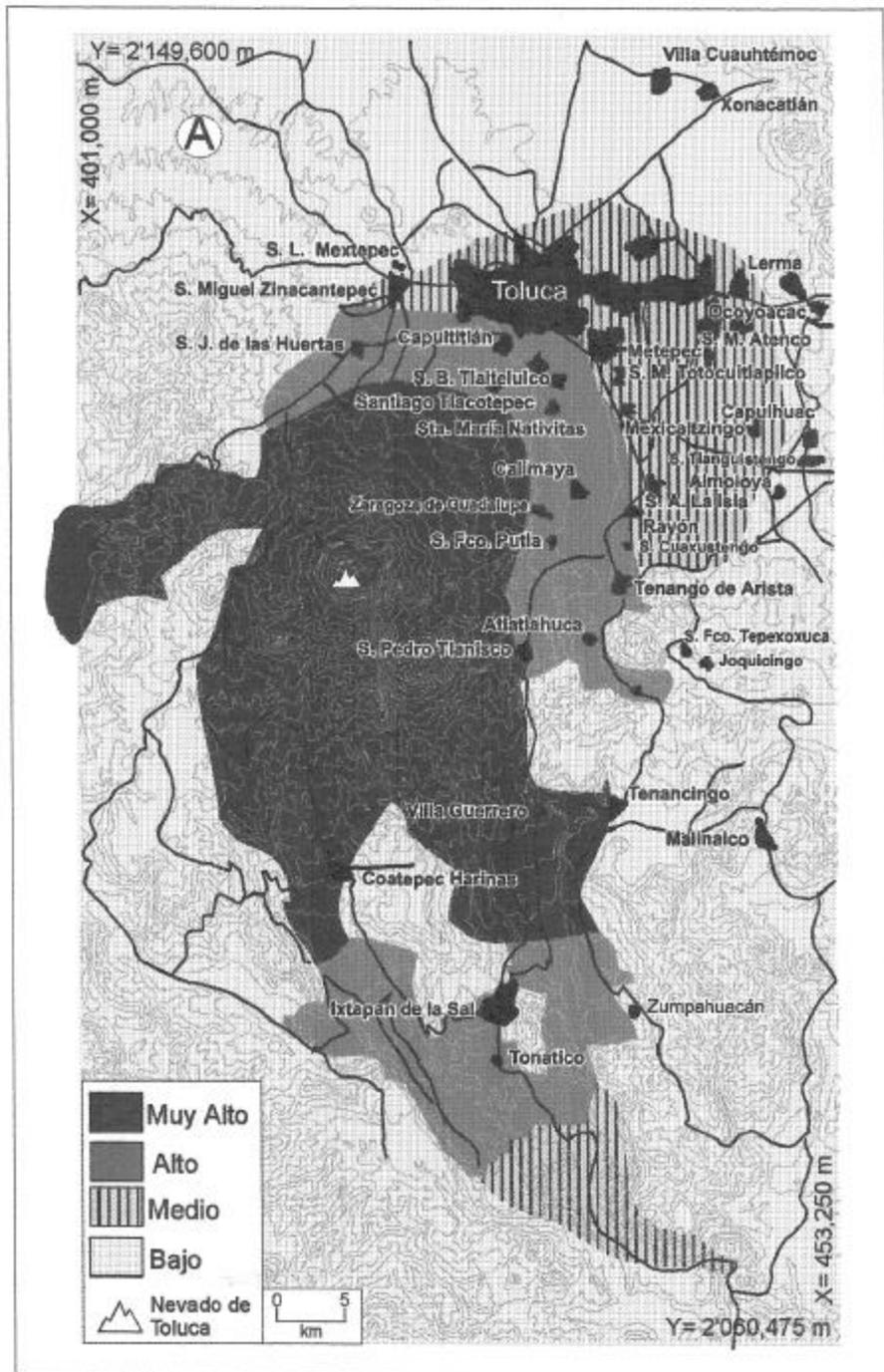


Fig. 23 Mapas de zonificación de peligros para flujos de bloques y ceniza (A) y pómez (B)

de erupciones que han presentado flujos piroclásticos y con probabilidad de que en caso de que una erupción presente flujos piroclásticos.

Mapa de zonificación por peligros por avalanchas de escombros.

La avalanchas de escombros han sido localizadas al sur del VNT en los valles de los ríos Meyuca, Calderón Chontalcuatlán y San Jerónimo. Hasta ahora se han identificado dos avalanchas, que han sido producidas por dos colapsos gravitacionales. Estos depósitos han sido estudiados y descritos a detalle por Capra (2000) y Capra y Macias (2000).

Para la zonificación de los peligros, se consideró cuales eran las zonas más favorables para futuros colapsos, teniendo en cuenta los tres sistemas de fallas activos (NNW-SSE, E-W y NE-SW) que afectan al volcán y a la región del Nevado de Toluca (García-Palomo et al., 2001). Además, se consideró las diferencias topográficas en el relieve, observándose que al sur y el este-noreste del Volcán, son las zonas de mayor inestabilidad que podrían favorecer un nuevo colapso y el emplazamiento de una nueva avalancha. También se calculó para estos depósitos el coeficiente de Heim (Tabla 11). Los valores obtenidos para el coeficiente de Heim, se compararon con los valores graficados por Beget y Limke (1988) para flujos y avalanchas del volcán Katmaí en Alaska. Los valores graficados del Volcán Nevado de Toluca muestran que sus depósitos son de un volumen medio y una alta movilidad. (figura. 24)

La zona de bajo peligro fue definida donde las avalanchas de escombros, son raras o donde la probabilidad de que alcancen esta áreas son bajas o nulas en el área de estudio (UTM 14Q 401000-2149000 y 453250 2060475), esto corresponde a zonas con suaves pendientes ($<12^\circ$), y poco disectadas y sin presencia de fallas activas que afecten la estructura del volcán. La zona de peligro medio fue definida en áreas que serían afectadas, en caso de un de colapso grande (como el que generó el DAD2), que tienen pendientes moderadas ($15-30^\circ$) y poca actividad tectónica. La zona de peligro alto son áreas con fallas activas, pendientes fuertes ($20-35^\circ$) y diferencias de altitud medias (1500 2000 m). La zona de peligro muy alto corresponde a áreas tectónicamente activas con grandes fallas (formación de fosas tectónicas), laderas con movimientos de remoción en masa, laderas muy inclinadas ($>30^\circ$) y diferencias de altitud grandes (> 2000 m) (Fig. 25A).

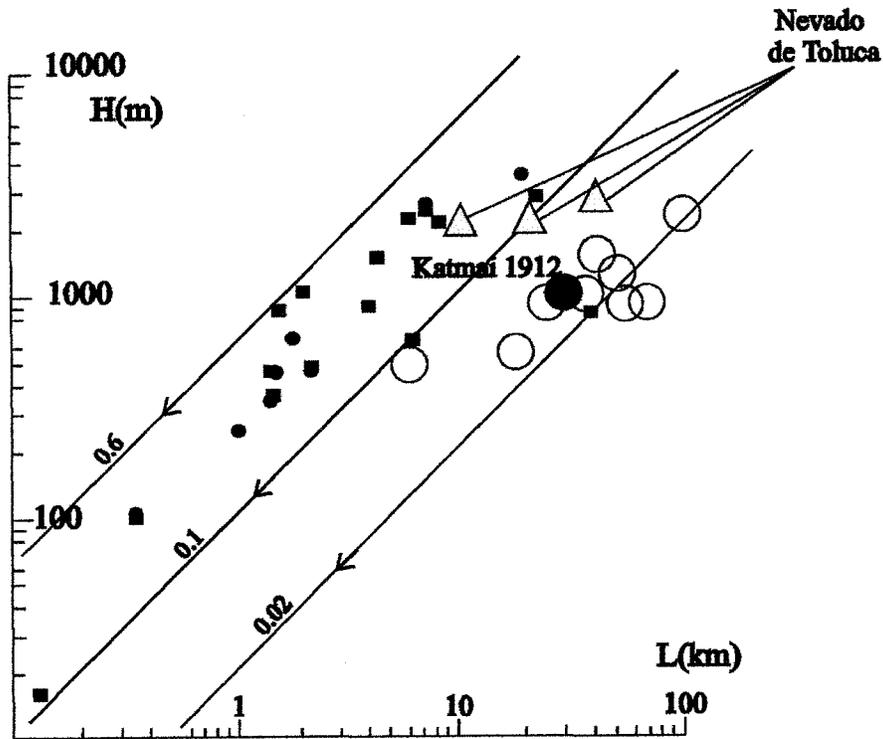


Fig. 24 Esquema elaborado por Beget y Limke (1988) que muestra la relación entre la altura de colapso y la distancia de valores característicos de avalanchas y flujos piroclásticos en base al coeficiente de Heim. Se añadieron los valores obtenidos en el Nevado de Toluca. Los círculos pequeños rellenos corresponden a avalanchas, los cuadros pequeños rellenos arriba y a la izquierda entre 0.1 y 0.6 corresponde a flujos provenientes del colapso de domos, los círculos vacíos corresponde a flujos piroclásticos de gran volumen y alta movilidad. El círculo grande relleno muestra el valor obtenido para la erupción del Katmai en 1912, mientras que los triángulo muestran los valores obtenidos para el Nevado de Toluca

Zonificación de Peligro por lahares.

Para la zonificación de los lahares se consideró la morfología de las laderas, las pendientes, la dinámica y evolución de los barrancos, la distribución de los depósitos antiguos y recientes asociados a barrancos activos, identificados mediante el trabajo de campo, las secciones estratigráficas y el análisis cartográfico.

Los lahares en el Nevado de Toluca se presentan en los valles como parte de la transición de los flujos, en las zonas bajas del volcán, donde también se presentan como materiales reabajados (debris flow) que han sido transportados durante las erupciones (Capra, 2000) y posteriormente por lluvias torrenciales extraordinarias y por deshielo al final de los periodos glaciales. Estos lahares se encuentran asociados a las avalanchas en el flanco sur, siguiendo los cauces de los arroyos Merua y Calderón, y el río San Jerónimo.

En el flanco oriental los lahares están asociados a los flujos piroclásticos, sobre los cauces de los arroyos El Zaguán, El Grande, Zacango. Existen otros arroyos que actualmente representan valles activos y que están asociados a los valles glaciales, que además de los mencionados, favorecen el desarrollo de importantes flujos de lodo y escombros como son los valles de los arroyos, Ojo de Agua, Agua Bendita, La Fábrica, la Comunidad, el Jabalí y Tizantes, que afectan poblaciones alrededor del volcán como San Francisco Putla, San Miguel Banderas y, que se encuentran junto al cauce del valle del arroyo El Zaguán o el pueblo de Santa Cruz Pueblo Nuevo junto al arroyo La Cieneguilla que en los años cuarenta a causa de lluvias torrenciales, destruyó parcialmente al pueblo por un lahar secundario (Palacio, 1988). Algunas estimaciones realizadas indican que en un mes durante el periodo más intenso de lluvias pueden ser acarreados volúmenes superiores a los 1000 m³ (Palacio, 1988), Esto ocurrió en la presa del arroyo El Zaguán, que se fue rellenando conforme se iba construyendo (Palacio, 1988). Si bien este es un dato máximo, en otros cauces el volumen de sedimento capturado por temporada de lluvias se estimo en 800 m³.

Para la elaboración del mapa de peligro por lahares (Figura. 25B) se utilizaron como criterios de zonificación: la delimitación de los depósitos antiguos y recientes con base en el trabajo de campo y el análisis cartográfico, la frecuencia con que los depósitos se han presentado, la morfología y detección de zonas afectadas por lluvias torrenciales. Se considero a la morfología como uno de los criterios más importantes porque las grandes

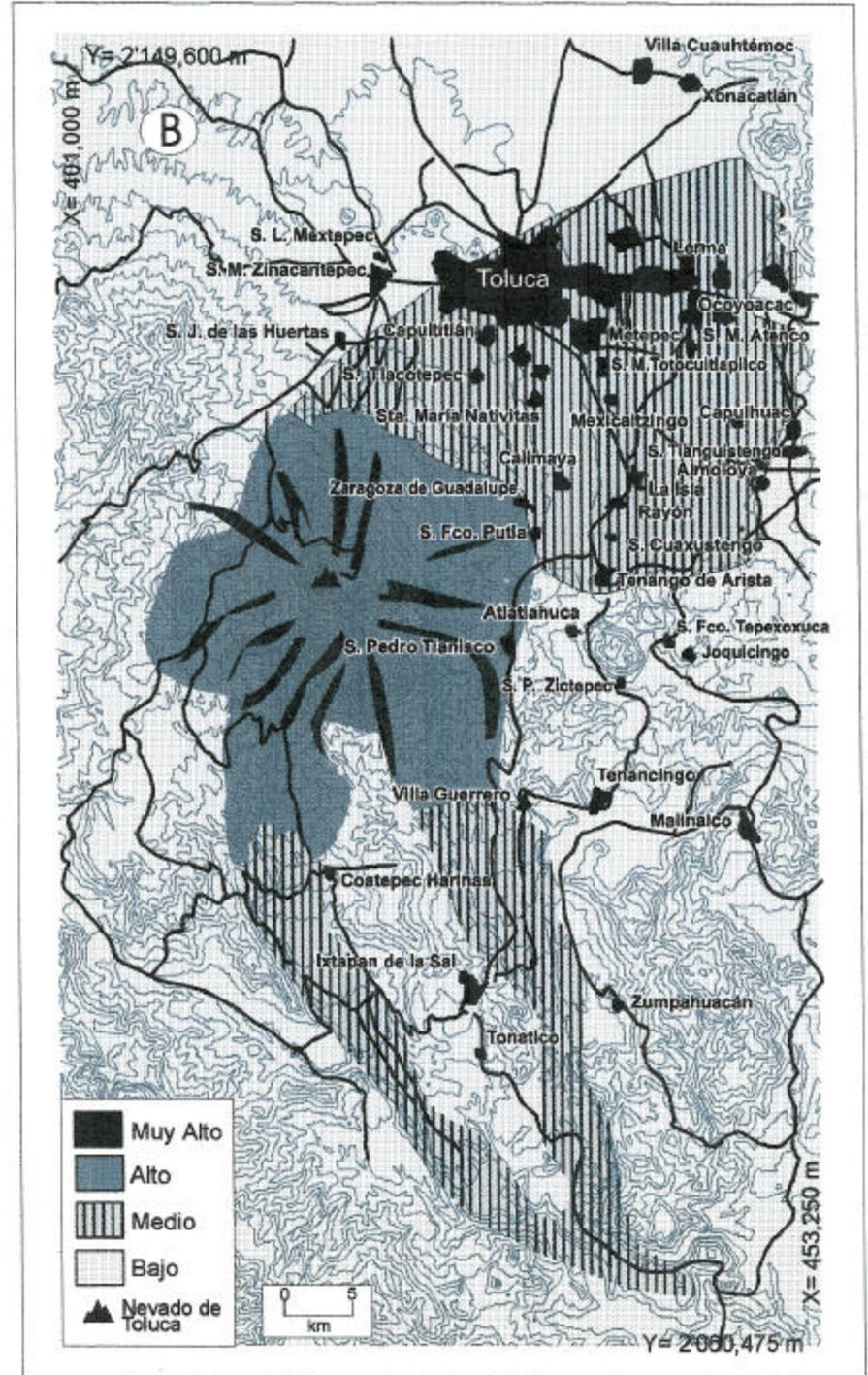
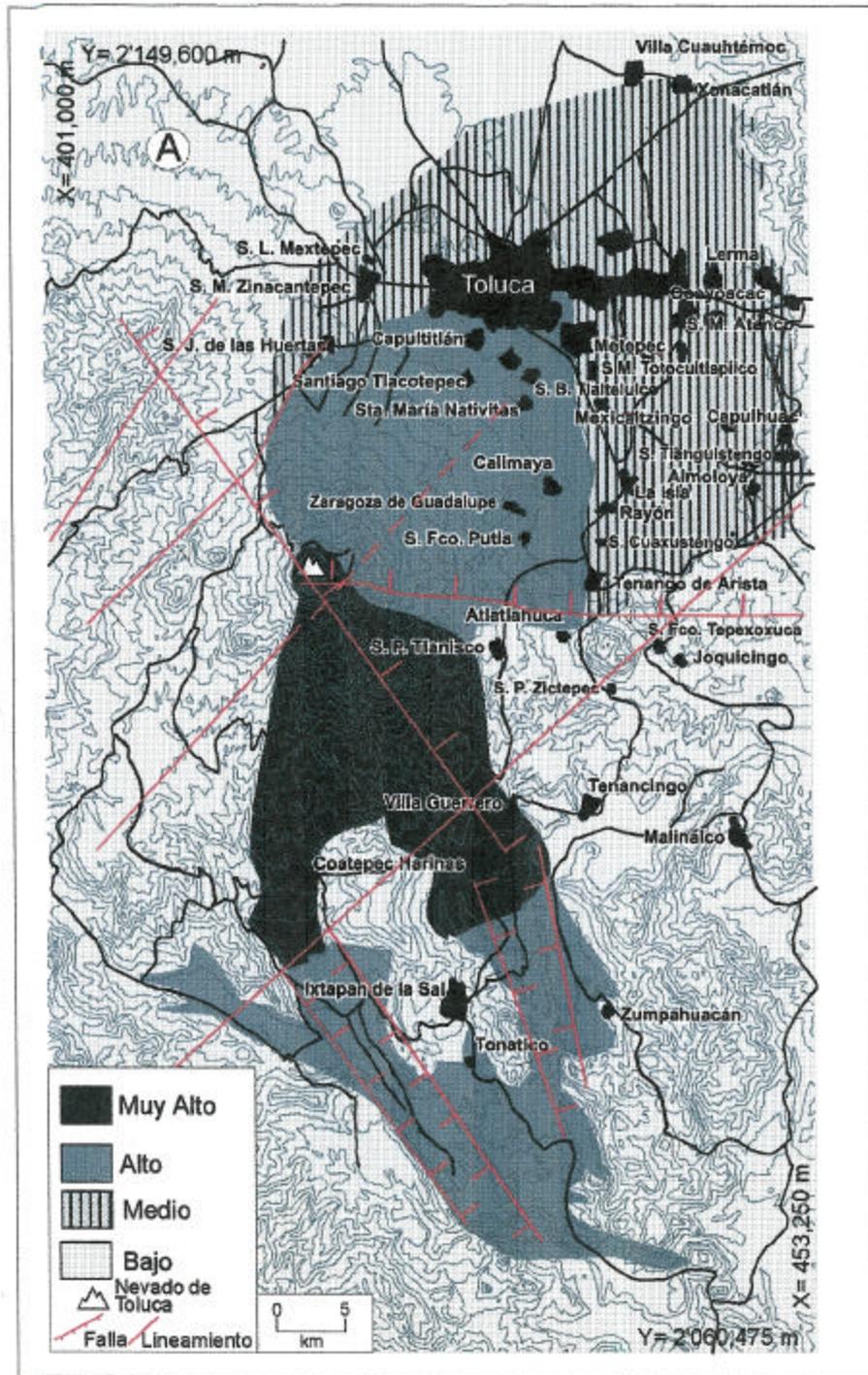


Fig. 25 Mapa de zonificación de peligros por avalanchas de escombros (A) y Lahares (B)

avenidas de flujo de lodo, están controladas por los barrancos activos que se han desarrollado sobre las laderas del volcán, llegando a desarrollar actualmente lahares y flujos de escombros secundarios, como se observa en el Arroyo el Zaguán y la Ciénega. Fueron usados cuatro niveles de peligro para el mapa de zonificación basado en la morfología de los barrancos (profundidad, pendiente y drenaje) y el descubrimiento de zonas afectadas por lluvias torrenciales y zona potencial de deslizamientos (Figura 25B). Las zonas de peligro bajo son zonas elevadas que no están expuestas a grandes avenidas, que están cerca de la desembocadura de los valles activos. La zona de peligro media son áreas que serían afectadas sólo por erupciones grandes (VEI=4-5) y que están asociados a barrancos profundos (20-30m) y largos (<10 kilómetros) y con laderas escarpadas (> 35 °). La zona de peligro alto son áreas que serían afectadas por erupciones grandes y medias (VEI=3-4), con barrancos profundos (30-100 m) y largos (10-15 kilómetros). La zona de peligro muy alto corresponden a áreas afectadas por erupciones grandes y pequeñas, con barrancos activos y profundos de (>100 m), laderas escarpadas (> 35 °) y con una red de drenaje bien desarrollada y larga (>10 km).

Zonificación de Peligro por depósitos de caída.

Los depósitos de caída aún en pequeñas cantidades pueden causar alteraciones a la actividad social y económica en amplias áreas. Por eso para la elaboración del mapa de peligros por caída de ceniza, se consideró el espesor necesario para producir el colapso de una construcción, que aunque varía dependiendo de tipo de construcción y el material de que esta hecha, la posibilidad de colapso aumenta a partir de un espesor de 10 cm, ya que la carga impartida por esta capa variaría entre 40 y 70 kg por m² para depósitos secos y entre 100 y 125 kg por m² para depósitos húmedos (Scott, 1993). Por lo tanto además de la determinación del alcance máximo por el material de caída, es de gran valor tener un mapa de isopacas para determinar la cota de 10 cm ya que a partir de este se puede marcar esta zona donde el peligro se presenta con mayor intensidad.

En el caso del Nevado se han presentado varios eventos que han producido materiales de caída. Destacan por su importancia los depósitos de pómez, clasificados por Bloomfield et al.(1977) como las Formaciones Pómez Toluca Inferior y Pómez Toluca Superior, recientemente revaluados la primera por Capra et al., 2006 y la segunda por Arce

(1999) y Arce et al. (2003). Ambos depósitos originados por eventos de tipo pliniano. Estos depósitos complejos no sólo están compuestos por materiales de caída, sino también mezclados con flujos y oleadas piroclásticas (Arce et al, 2003, Capra, et al., 2006). La Pómez Toluca Inferior (PTI) aflora sobre la ladera noreste del volcán a una distancia conocida de 20 km. Cubre una superficie aproximada de 400 km², con volumen aproximado de 2.3 km³, el espesor máximo observado es de 133 cm en la barranca del Río Zacango (Bloomfield et al. 1977; Capra et al., 2006)

La Pómez Toluca Superior (PTS) es producto de la mayor explosión pliniana, conocida en el VNT, ocurrida hace 10,500 años (Arce, 1999), presenta un gran espesor y amplia distribución sobre las laderas del volcán, siendo al noreste donde se encuentra mejor desarrollada. La PTS cubre un área de aproximadamente 2000 km² y un volumen de 14 km³ (Bloomfield et al., 1974, Arce et al., 2003.). La distancia máxima a la cual ha sido encontrado este depósito es a 95 km, al noreste del volcán y al este de la ciudad de México, en la zona de Tlapacoya en el estado de México.

Para la zonificación de los peligros por caída de ceniza el Nevado de Toluca se tomaron como criterios: 1) La distribución de los depósitos y sus espesores que se obtuvieron mediante el trabajo de campo y la elaboración de secciones estratigráficas; 2) los mapas de isopacas elaborados por Bloomfield et al. (1977), Arce (1999), Arce et al. 2003 y Capra et al. (2006) y 3) la determinación de la dirección predominante del viento durante los diferentes periodos del año.

La dirección de viento dominante fue obtenida del Servicio Meteorológico Nacional para una altura de entre 20 y 30 kilómetros (Fonseca, 2003). La dirección dominante del viento en esta zona es de este-noreste de noviembre a marzo, noroeste de Oeste en abril y Oeste de mayo a octubre (Fig. 26).

Cuatro niveles de peligro fueron usados para la zonificación de peligros por caída de ceniza considerando la dirección de viento dominante y la isopaca 10 cm, de la PTS el UTP (Fig. 26). Se considero la isopaca de 10cm porque espesores mayores causan el inicio del colapso de las construcciones (Blong, 1984, 1996; Scott, 1993) La zona de Peligro bajo corresponde a áreas poco afectadas por la caída de ceniza y pómez en erupciones grandes (VEI>3). La zona de peligro medio corresponde a áreas que podrían ser afectadas por cantidades moderadas de ceniza y caída de pómez donde el espesor puede variar entre 1

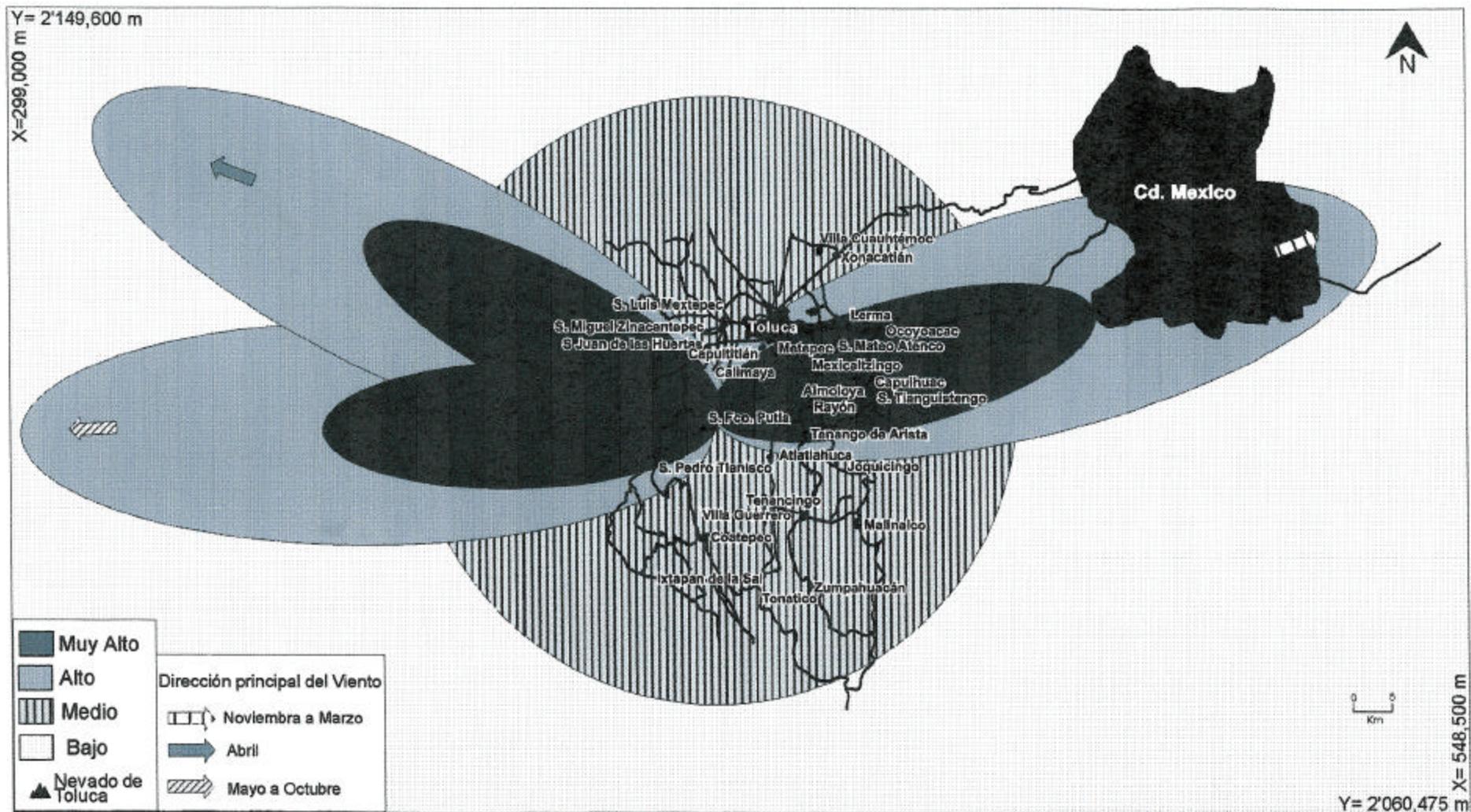


Fig. 26 Mapa de zonificación de peligros para caída de ceniza y dirección predominante del viento en los diferentes periodos del año para una altura entre 20 y 30 km.

mm menor hasta 50 cm para una erupciones moderadas a grandes (VEI 3-4). La zona de peligro alto corresponde a áreas que podrían ser afectadas por depósitos de caída de ceniza y pómez que pueden variar entre 10 centímetros, y 1 metro, tanto en erupciones grandes como medianas (VEI 2-4). La zona de riesgo muy alta corresponde a zonas que podrían ser afectadas por cantidades de pómez y caída de ceniza que pueden variar entre un metro hasta varios metros, que podrían contener fragmentos de hasta 30 cm.

IV. 1 Estimación de los peligros volcánicos de Nevado de Toluca aplicando técnicas de Evaluación Multicriterio (EMC).

Los mapas de peligros fueron digitalizados en formato vectorial y posteriormente exportados a una base raster previamente construida en IDRISI. Dicha base digital quedó constituida por 713 filas y 418 columnas, con un tamaño de *pixel* de 125 m. Estas dimensiones fueron aplicadas al proyecto, y se basó en las recomendaciones hechas por Valenzuela y Baumgardner (1990). A cada uno de los mapas de peligros se le aplicó un proceso de rasterización (pasar de mapa vectorial a mapa raster) para representar en cada celda o pixel un atributo numérico de acuerdo al dato temático que representa.

Para este estudio fueron definidos y evaluados cinco tipos de peligros: 1. Flujos de bloques y ceniza; 2. Flujos de pómez; 3. Depósitos de Caída; 4. Lahares; 5. Avalanchas de escombros, que se identificaron como los factores o variables que en mayor o menor medida inciden en la presencia de los peligros en la cuenca de Toluca

Para el análisis se le asignó un peso obtenido con base en la información sobre la distancia máxima de los productos, frecuencia de los eventos y magnitud (Volcanic Explosive Index), información obtenida de los mapas de peligros volcánicos y el trabajo de campo (Tabla 8). En la elaboración de los mapas de peligros se decidió utilizar cuatro intervalos con valores de 1 a 4, asignándose el valor de 1 al peligro más bajo y de 4 al más alto (Tabla 12).

Se compararon las 5 variables con ayuda de la escala o tabla de apreciación continua, se determinó la relación entre cada uno de las variables, la primera con respecto de la segunda, y esta con la tercera y así sucesivamente, definiendo si es más importante o menos importante, lo cual permite formar una matriz de comparación simultánea por parejas. La matriz pareada obtenida para los peligros volcánicos (Tabla 12) se elaboró

considerando la capacidad destructiva de los peligros y su frecuencia. Se consideró como la variable más importante a los flujos piroclásticos por su alta capacidad de destrucción y porque una vez que se han presentado, prácticamente es imposible realizar alguna acción de defensa para disminuir los daños o para escapar de sus efectos. En las erupciones que han ocurrido en los últimos 42,000 años, casi todas han presentado algún tipo de flujo piroclástico, sea de tipo flujo de bloques y ceniza ó flujos de pómez y ceniza. Además se pueden distribuir en casi cualquier área del volcán. De acuerdo con el análisis de los mapas las áreas más afectadas estarían al noreste y al sur (Figuras 24A y 24B).

	Lluvia de ceniza	Avalanchas	Flujos de bloques y ceniza	de Flujos de ceniza y pómez	Lahares
Lluvia de Ceniza	1				
Avalanchas	6	1			
Flujos de bloques y ceniza	8	2	1		
Flujos de ceniza y pómez	9	3	2	1	
Lahares	5	1/3	1/4	1/5	1

Tabla 12. Matriz de comparación por *pares* y *pesos* relativos de los criterios para estimar la peligrosidad de los eventos volcánicos (obtenidos a partir de la tabla propuesta por Eastman, 1977, figura 13)

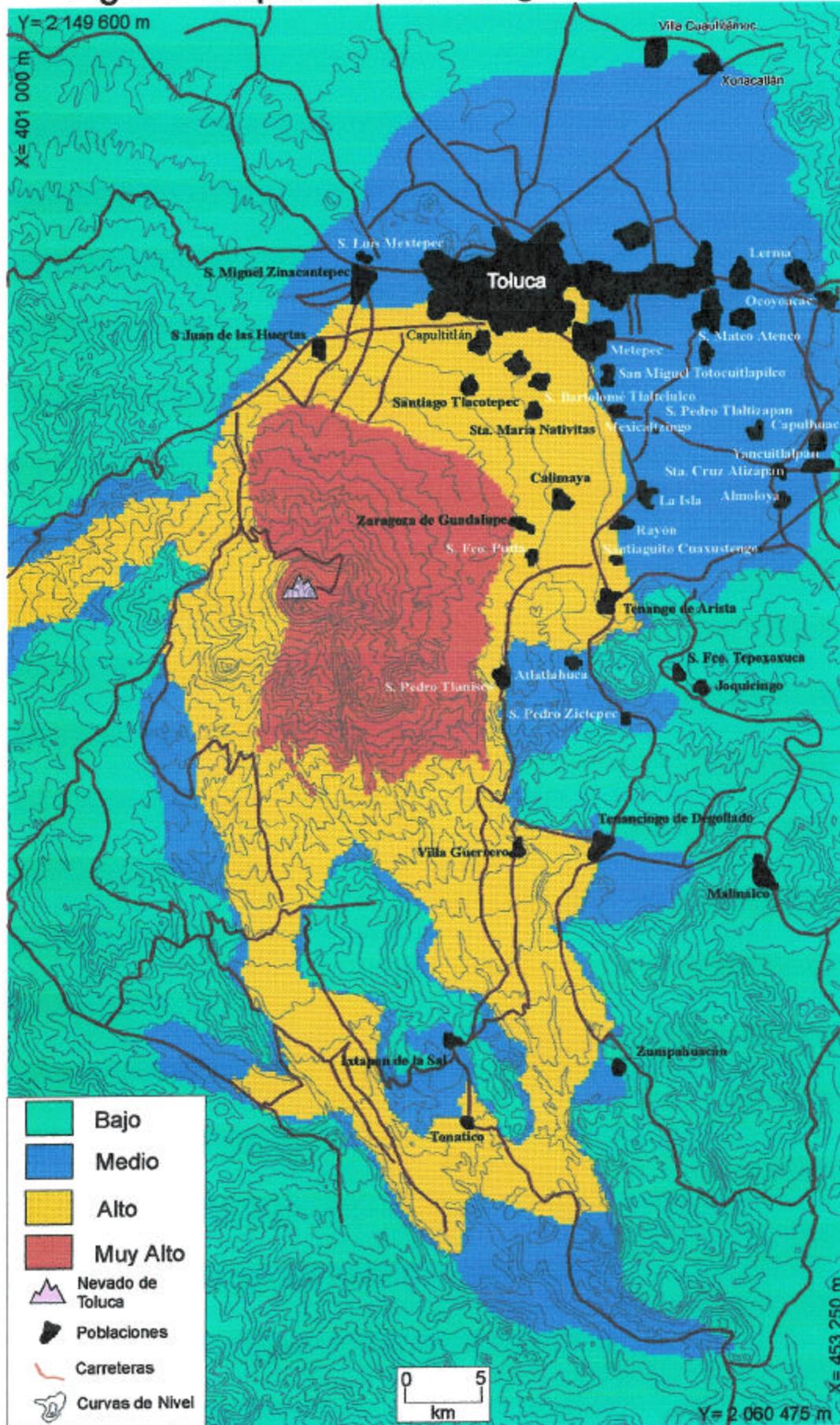
El siguiente criterio considerado fue el de las avalanchas de escombros como más importantes que los lahares y las lluvias de ceniza, pero menos que los flujos piroclásticos. Se consideró así a las avalanchas debido a su alta capacidad de destrucción, ante la cual hay pocas defensas, pero su recurrencia es de solo dos eventos en los últimos 100,000 años. (Figura 25A). Después de las avalanchas se consideró a los lahares, ya que estos a pesar de su alta capacidad destructiva están controlados por la red fluvial, que corre a través del sistema de barrancos, siendo las áreas más afectadas al este y noreste del volcán, sobre la planicie de la Cuenca de Toluca donde desembocan varios arroyos como el Zaguán y Zacango. También hacia el sur desembocarían lahares por los cauces de los ríos San Jerónimo y Chontalcoatlán (Figura 25B). La variable que se consideró menos importante con respecto a las demás, fue la caída de cenizas (Figura 26). A largo de su historia el VNT

ha emitido diferentes cantidades de ceniza, desde cantidades muy pequeñas (<1 cm) hasta espesores de más de un metro en la cuenca de Toluca (Arce, 2003). La peligrosidad de la caída de ceniza puede ser muy alta afectando la infraestructura y la salud de la población sin embargo comparada con los otros peligros se asignó un valor menor porque comparada con los otros peligros volcánicos la posibilidad de supervivencia es alta y en algunos casos existen medidas preventivas para proteger la salud, infraestructura y maquinaria de la afectación por caída de cenizas (Blong, 1984). El área más afectada correspondería a la cuenca de Toluca donde la acumulación de ceniza presenta espesores superiores a un metro (Arce, 2003).

El mapa de peligros volcánicos total se elaboró, continuando con la aplicación de las técnicas de evaluación multicriterio en IDRISI y aplicando la matriz de comparación pareada, donde fueron comparados y ponderados entre sí los cuatro mapas criterio (Tabla 12). Aplicando juicios de valor basados en la historia eruptiva del volcán (frecuencia, VEI, volumen de los depósitos, distancias recorridas) y morfología del terreno se estableció para este trabajo que los flujos de bloques y ceniza eran ocho veces más importante que la lluvia de ceniza, dos veces más que las avalanchas de escombros, y 1/2 menos importante que los flujos de pómez y ceniza. Los flujos de pómez y ceniza son nueve veces más importantes con respecto a la caída de cenizas, tres veces con respecto a las avalanchas y dos veces con respecto a los flujos de bloques y ceniza. Las avalanchas fueron consideradas seis veces más importantes que las caídas de ceniza. Los lahares fueron estimados como cinco veces más importantes que la caída de ceniza, pero 1/3 ligeramente menos importantes que las avalanchas, 1/4 menos que los flujos de bloques y ceniza, y 1/5 moderadamente menos que los flujos de pómez y ceniza (Tabla 12).

Realizada la evaluación por multicriterios, se establecieron cuatro intervalos y se obtuvo el mapa final de peligros, en el cual quedan delimitadas las áreas susceptibles de ser afectadas en caso de una nueva erupción en el Nevado de Toluca (Figura 27). Las áreas de peligro bajo son aquellas que se verían afectadas en caso de un evento extraordinario, como en el caso de la erupción pliniana de hace 10,500 años (Macias *et al.*, 1997), cuya frecuencia ha sido de una erupción en los últimos 100,000 años. El área de peligro medio sería afectada por una erupción grande acompañada de flujos piroclásticos, lahares y lluvias de ceniza, como las erupciones plinianas de 26,000 años aP, 21,750 años a.P. y 12,100 años

Fig. 27 Mapa Final de Peligros Volcánicos



aP o las erupciones vulcanianas acompañadas de la destrucción de domos, como las de 37,000 y 28,000 años aP. Su probabilidad es media pues eventos de este tipo solo han ocurrido cinco en los últimos 60,000 años, (Bloomfield y Valastro, 1977, Macias et al., 1997, Cervantes, 2001, Arce *et al.*, 2003, Capra et al, 2006). La zona de peligro alto es un área que ha sido afectada por lahares, flujos de bloques y ceniza, flujos de ceniza y pómez, y con una probabilidad alta, con fenómenos de magnitud media a alta, y frecuencia de al menos ocho grandes eventos eruptivos en los últimos 60,000 años. El área de mayor peligro corresponde con las áreas que han sido afectadas por todas las erupciones conocidas en el volcán y por lo tanto en caso de una nueva erupción probablemente se verían afectadas. Con esta información se establece que las áreas más afectables serían: 1. La ciudad de Toluca, 2. Los centros industriales de Toluca-Lerma-San Mateo Atenco y 3. Ocoyoacac-Tianguistengo (Fig. 27). Todos ellos por su importancia económica y por encontrarse en las áreas donde los productos eruptivos se han presentado con mayor frecuencia y por la morfología actual del volcán, en caso de una nueva erupción serían los lugares más favorables para el emplazamiento de nuevos depósitos de flujos piroclásticos, lahares y depósitos de caída de ceniza y por tanto son de alto riesgo.

V. Evaluación de la Vulnerabilidad y el Riesgo del Valle de Toluca

El valle de Toluca es una de las áreas industriales y agrícolas más importantes, del centro de México, incluida la ciudad de Toluca, capital del estado de México. Los resultados a partir de la fase de estimación de la vulnerabilidad del área de estudio (5.040 km² y 42 municipios) se presentan aquí como parte de la evaluación de riesgo volcánico (Fig. 28, Tabla 13). La información fue recopilada y procesada en un nivel municipal, excepto el mapa de uso de suelo (en escala 1:250 000). La base de datos fue construida, clasificada y analizado dentro del ambiente de un Sistema e Información Geográfica (SIG); aplicando la EMC para la obtención del mapa final de vulnerabilidad.. Los resultados cartográficos fueron cinco mapas de vulnerabilidad: 1. Población Total, 2. Uso de suelo, 3. Infraestructura, 4. Unidades económicas y 5. Vulnerabilidad Total.

La búsqueda, transformación e integración en formato digital de la información socioeconómica se obtuvo de mapas temáticos impresos (a escala 1:250,000), así como de la información censal a nivel municipal publicada por el INEGI (2001a, 2001b, 2001c), con la cual se elaboró una base de datos cartográfico-estadística, compuesta por mapas temáticos y tablas de atributos. Los SIG utilizados para procesar la información fueron ILWIS (ITC, 1998) e IDRISI (Eastman, 1997). El primero fue útil para hacer uso de su capacidad para el manejo de datos geográficos vectoriales y para la digitalización de los rasgos geográficos. El segundo, maneja la información geográfica en formato raster o de píxeles para mayor potencialidad en el manejo de información temática, asimismo contiene módulos de sobreposición, interpolación y manejo de métodos complejos para la adopción de toma de decisiones, como es el de las técnicas de análisis multicriterio (Bosque et al., 1994).

Una vez digitalizados los mapas en formato vectorial (polígonos, líneas y puntos) estos fueron exportados a una base *raster* previamente construida en IDRISI. Dicha base digital quedó constituida por 713 filas y 418 columnas, con un tamaño de pixel de 125 m, como se recomienda en estudios en escala media (Ceballos y López Blanco, 2003a; Valenzuela y Baumgardner, 1990) Así a cada uno de los mapas en IDRISI se le aplicó un proceso de rasterización, es decir de representar en una celda o píxel de igual forma y tamaño, un atributo numérico de acuerdo al dato temático que representa (Eastman, 1997).

Simultáneamente con el proceso anterior se determinaron los factores o criterios que

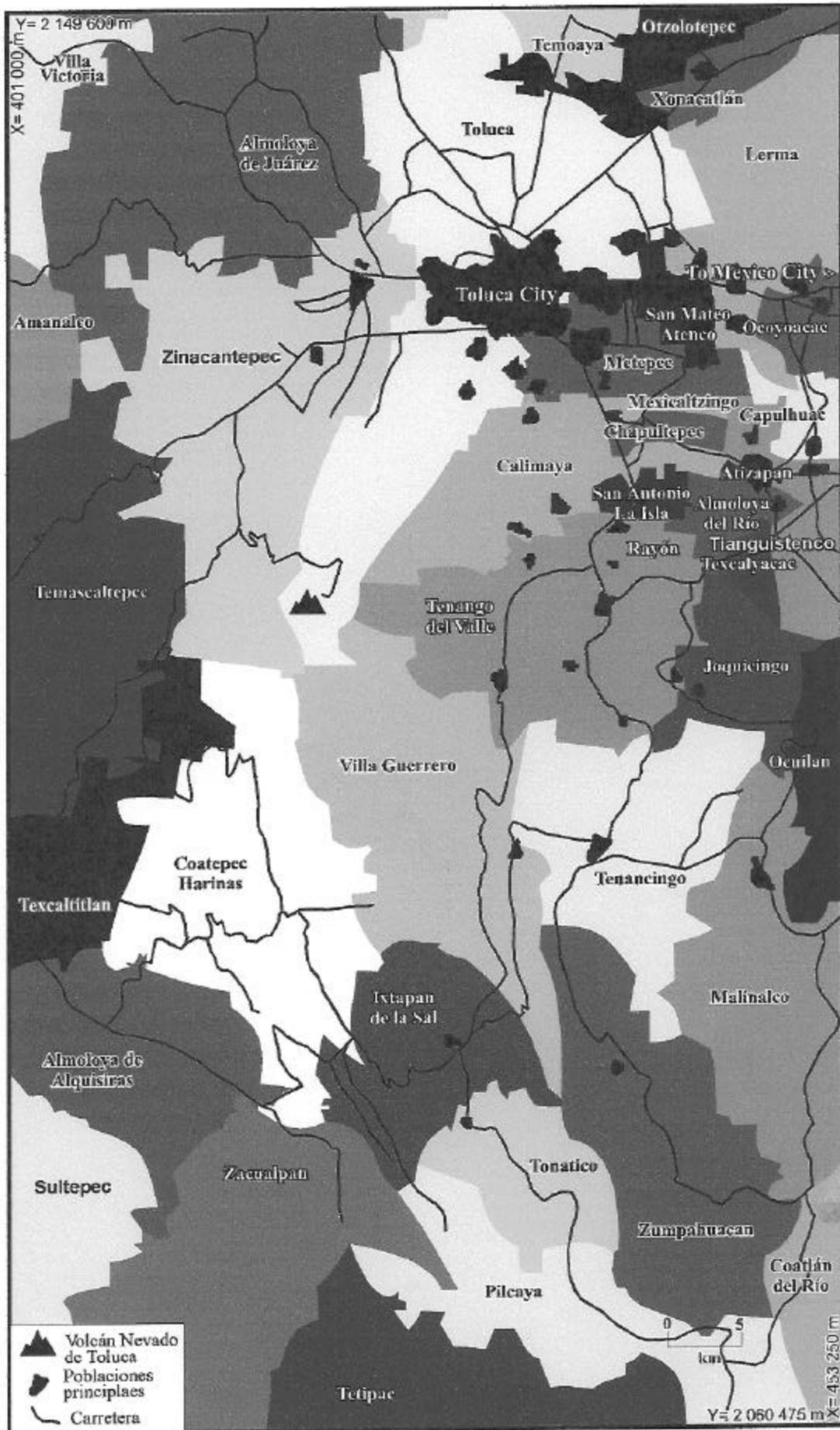


Fig.28 Mapa de municipios del área de estudio

en mayor o menor medida inciden en la vulnerabilidad del valle. Para este estudio fueron definidos y evaluados cuatro criterios que son los mapas de: 1. Población total, 2. Uso de Suelo, 3. Infraestructura y 4. Unidades económicas. Para ello se hizo uso de la información socioeconómica de mapas y estadísticas municipales referentes a la población, principales localidades, longitud y tipo de carreteras, escuelas, centros de salud, número de unidades agrícolas y su superficie en hectáreas; número de unidades económicas y producción total (en miles de pesos), así como los tipos de uso del suelo y vegetación. La evaluación con multicriterios basa su funcionamiento en integrar los criterios y alternativas propuestas en una matriz, llamada de decisión o evaluación. Dichas puntuaciones representan el valor, nivel de preferencia, grado de atracción o significancia, que ha obtenido cada alternativa en cada criterio (Barredo, 1996). Así se elaboró la matriz asignándole valores cuantitativos a las categorías o clasificaciones correspondientes de los criterios obtenidos en los mapas impresos o en las fuentes bibliográficas consultadas, como se muestra en las tablas 14 y 15 donde la infraestructura es ligeramente menos importante (1/3) que el criterio de uso de suelo y vegetación.

Los elementos para tomar estos criterios como referencia, están basados en las recomendaciones presentadas en los trabajos de Yokoyama *et al.* (1984), Aguilar y Sánchez (1993), Scott (1993), Araña y Ortiz (1996), Stieltjes y Mirgon (1998), y Torrieri, et al (2002). Estos autores consideran como la parte más vulnerable a la población humana, por lo que se ha considerado como la parte más importante dentro de este análisis. A continuación en importancia es el uso de suelo, el tercer elemento de importancia es la infraestructura, que de acuerdo a su desarrollo y presencia puede ayudar a ser menos vulnerable a la población, sin embargo también su pérdida representaría un alto costo, y el último factor en importancia son las unidades económicas en cuanto a su producto anual bruto (agrícola e industrial).

El área de estudio quedó conformada por 40 municipios, 37 del estado de México, dos del estado de Guerrero y uno del estado de Morelos (Figura 28). La ciudad de Toluca es la capital del estado de México concentra la mayor parte de los servicios, favorece el crecimiento y es un polo de atracción para la inmigración, lo cual provoca que con respecto al resto de los municipios su crecimiento poblacional y espacialmente sea desproporcionado con respecto a los demás municipios (INEGI, 2001b). Junto con el

Tabla 13 Concentrado de la Información Socioeconómica, junto con el peso asignado para la evaluación por multi

	Municipio	Clave INEGI	No. de Hab.	Pxhab	Unidades Médicas	Consulta Externa	Hospitales	PxUM	Escuelas	PxEsc	Carr. Pav. (km)	Carr. Rev. (km)	Long. Total Carr. (km)	PxCar.	Suma PxINF	PxINF
1	Almoloya Alquiciras	4	15584	2	8	8	0	2	79	3	20.4	16.7	37.1	2	12	2
2	Almoloya de Juárez	5	110591	3	27	27	0	3	232	3	69	71.1	140.1	3	14	3
3	Almoloya del Río.	6	8873	1	2	2	0	1	8	1	5.9	0.6	6.5	1	6	1
4	Amanalco	7	21095	2	8	8	0	1	82	3	23	9.7	32.7	1	7	1
5	Atizapan	12	8172	1	2	2	0	1	7	1	7.1	0.9	8	1	5	1
6	Calimaya	18	35146	2	7	7	0	2	44	2	24.6	0	24.6	1	8	1
7	Capulhuac	19	28808	2	5	5	0	1	35	2	25.5	0	25.5	1	10	2
8	Coatepec Harinas	21	35068	2	15	14	1	3	134	3	64.1	35.1	99.2	3	13	3
9	Coatlán del Río	5	9356	1	7	7	0	2	30	2	28.1	11.8	39.9	1	7	1
10	Chapultepec	27	19620	1	2	2	0	1	8	1	6.7	0	6.7	1	5	1
11	Ixtapan Sal	40	30529	2	11	9	2	3	91	3	21.8	12.4	34.2	3	12	2
12	Joquicingo	49	10720	2	3	3	0	1	16	2	76.2	35.4	111.6	1	7	1
13	Lerma	51	99870	3	15	15	0	2	149	3	17.5	0	17.5	3	15	3
14	Malinalco	52	21712	2	9	9	0	2	77	3	6.6	0	6.6	3	11	2
15	Metepec	54	194463	3	26	25	1	3	235	3	59.9	14.3	67.2	2	13	3
16	Mexicaltzingo	55	9225	1	2	2	0	1	9	1	10.1	0	10.1	1	5	1
17	Ocoyoacac	62	49643	2	8	8	0	1	63	3	76	29.4	105.4	2	11	2
18	Ocuilan	63	25989	2	7	7	0	2	97	3	15.1	0	15.1	3	12	2
19	Otzolotepec	67	57583	2	10	10	0	1	93	3	37.9	2.5	40.4	1	10	2
20	Pilcaya	47	10851	1	4	4	0	1	45	2	8.3	6.7	15	1	6	1
21	Rayón	72	9024	1	3	3	0	1	8	1	4.8	0	4.8	1	6	1
22	San Antonio la Isla	73	10321	1	3	3	0	1	9	1	5.1	0	5.1	1	7	1
23	San Mateo Atenco	76	59647	3	6	6	0	1	55	2	16.7	2.2	18.9	1	9	2
24	Sultepec	80	27592	2	18	18	0	2	166	3	26.9	107.3	133.5	4	12	2
25	Temascaltepec	86	31192	3	16	16	0	3	149	3	81.2	78.5	164.4	3	13	3
26	Temoaya	87	69306	2	18	18	0	3	137	3	86.1	30.5	116.6	3	13	3
27	Tenancingo	88	77531	3	11	10	1	2	166	3	46.5	9.1	55.6	2	13	3
28	Tenango	90	65119	3	13	13	0	1	94	3	56.5	8	64.5	2	10	2
29	Tetipac	60	13318	2	4	4	0	1	73	3	3.5	6.5	10	1	8	1
30	Texcaltitlan	97	16370	2	6	6	0	1	81	3	38.7	11.8	50.5	1	8	1
31	Texcalyacac	98	3997	1	2	2	0	1	8	1	3	6.9	9.9	1	5	1
32	Tiangustenco	101	58381	3	15	15	0	2	102	3	78.5	2.7	81.2	2	13	3
33	Toluca	106	666596	4	93	83	10	4	638	4	207.8	15.4	223.2	4	20	4
34	Tonatico	107	11502	1	2	2	0	1	31	2	13.5	14.1	27.6	3	8	1
35	Villa Guerrero	113	50829	2	9	9	0	1	127	3	55.7	36.6	92.3	4	12	2
36	Villa Victoria	114	74043	3	24	24	0	3	230	3	44.5	43.6	88.1	3	13	3
37	Xonacatlan	115	41402	2	5	5	0	1	54	2	13	0	13	1	7	1
38	Zacualpan	117	16101	2	11	11	0	1	109	3	24	56.4	80.4	3	10	2
39	Zinacantepec	118	121850	3	17	17	0	2	139	3	62.6	40.9	103.5	4	15	3
40	Zumpahuacan	119	15372	2	5	5	0	1	60	3	40.7	0	40.7	3	10	2

No. de hab.=Población total por municipio; Pxhab= Peso por habitantes; PxUM= Peso
 Peso por unidades médicas; PxEsc=Peso por escuelas; Carr. Pav.= Carreteras Pavimen-
 tadas; Carr. Rev.= Carreteras revestidas; PxCam= Peso por total de carreteras; Unid.
 económ.= Unidades económicas; P. Tot.=Producción Total; PxPTb=Peso por producción
 total; PxU.P. Agrícola= Peso por unidades de producción agrícola; Suma PxINF=suma de los pesos de
 Infraestructura*. PxINF=Peso por Infraestructura.
 *Por infraestructura se consideró número de hospitales, escuelas y total de kilómetros de careteras, cuyos pesos
 se sumaron y se hicieron rangos para establecer el peso.

municipio de Toluca se han integrado varios municipios dentro de los cuales destacan Lerma, Metepec, Zinacantepec y San Mateo Atenco, que en conjunto tienen una población de cerca de dos millones de habitantes, y además, conforman una importante región industrial. En un segundo nivel están, con un poco más de 50,000 habitantes Tenancingo y Tenango, entre 25,000 y 50,000 habitantes, están Calimaya, Capulhuac, Coatepec, Ixtapan de la Sal y Villa Guerrero, el resto de los municipios posee menos de 25,000 habitantes. Los municipios de Ocoyoacac, Capulhuac y Santiago Tianguistenco también poseen un importante parque industrial, con una población cercana a los 120,000 habitantes (Figura 29).

En cuanto a la longitud total de las carreteras (pavimentadas y revestidas), el municipio de Toluca tiene la mayor longitud, con más de 400 Km Después están con entre 100 y 200 km de carreteras Zinacantepec, Villa Guerrero, Tenango, Tenancingo, Malinalco, Ixtapan de la Sal y Coatepec Harinas, el resto posee menos de 100 km de carreteras (Figura 30).

Respecto al número de escuelas (Figura 31), Toluca tiene más de 600 y concentra el mayor número de centros de educación. Zinacantepec, Tianguistenco, Lerma, Metepec, Sultepec, Temascaltepec, Tianguistenco, Villa Victoria, Villa Guerrero, Tenancingo y Coatepec Harinas tienen entre 100 y 200 centros educativos. El resto de los municipios tiene menos de 100 escuelas.

En la figura 32 se tienen los servicios médicos agrupados en unidades médicas, las cuales comprenden hospitales y servicios de consulta externa. Nuevamente sobresale la ciudad de Toluca con 93 unidades médicas, de las cuales diez son hospitales. Después está, con valores mucho menores, Zinacantepec con catorce unidades y sin hospitales. Además de la ciudad de Toluca, solo Ixtapan de la Sal, Metepec, Tenancingo y Coatepec Harinas tienen hospitales. El resto de los municipios posee menos de diez unidades médicas y ninguno de ellos tiene hospitales, salvo los ya mencionados.

Mapas de vulnerabilidad.

En la Tabla 15 se presenta la matriz de evaluación de los cuatro criterios, y los intervalos de vulnerabilidad se establecieron con base al número de pérdidas y daños que se tendrían en caso de presentarse algún tipo de peligro volcánico.

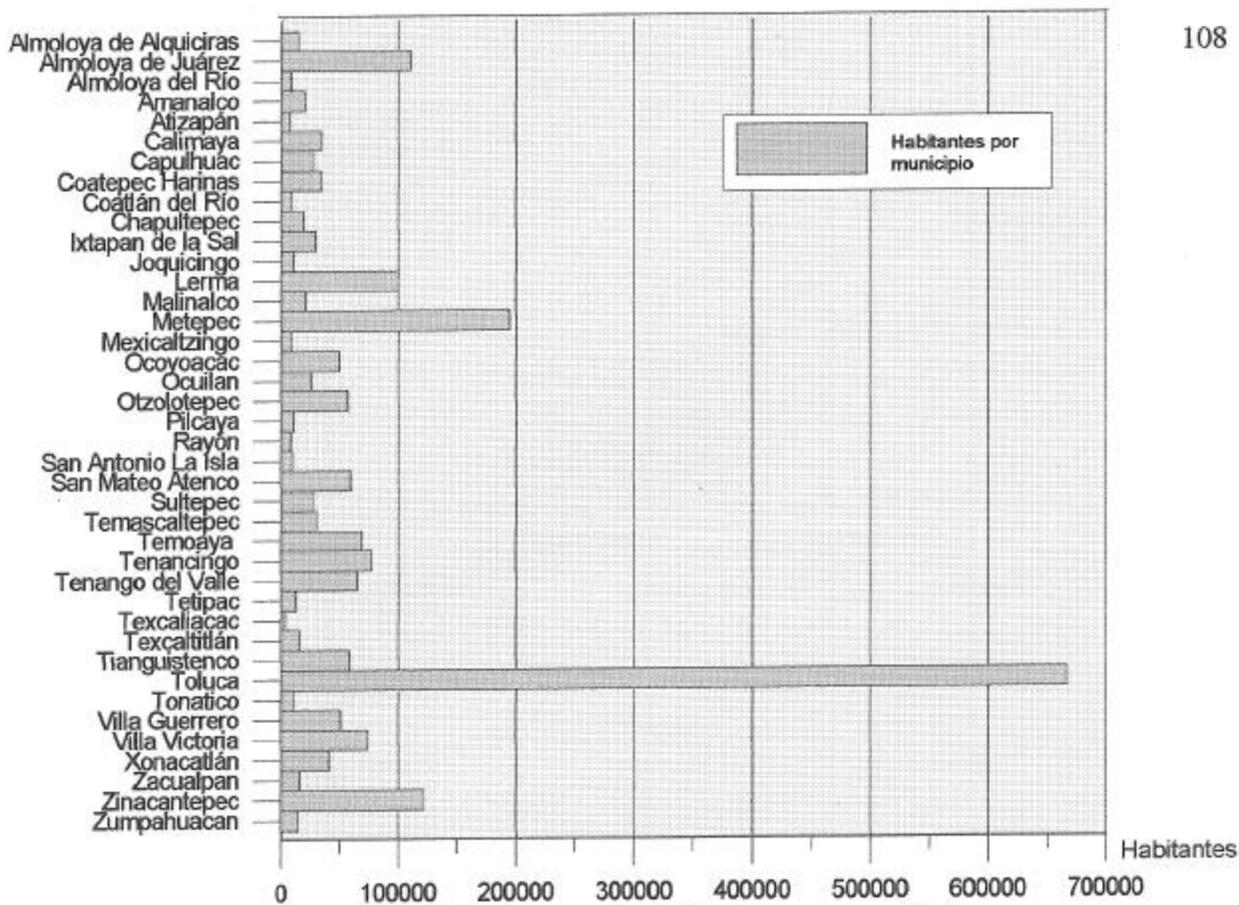


Figura 29 Número de habitantes por municipio

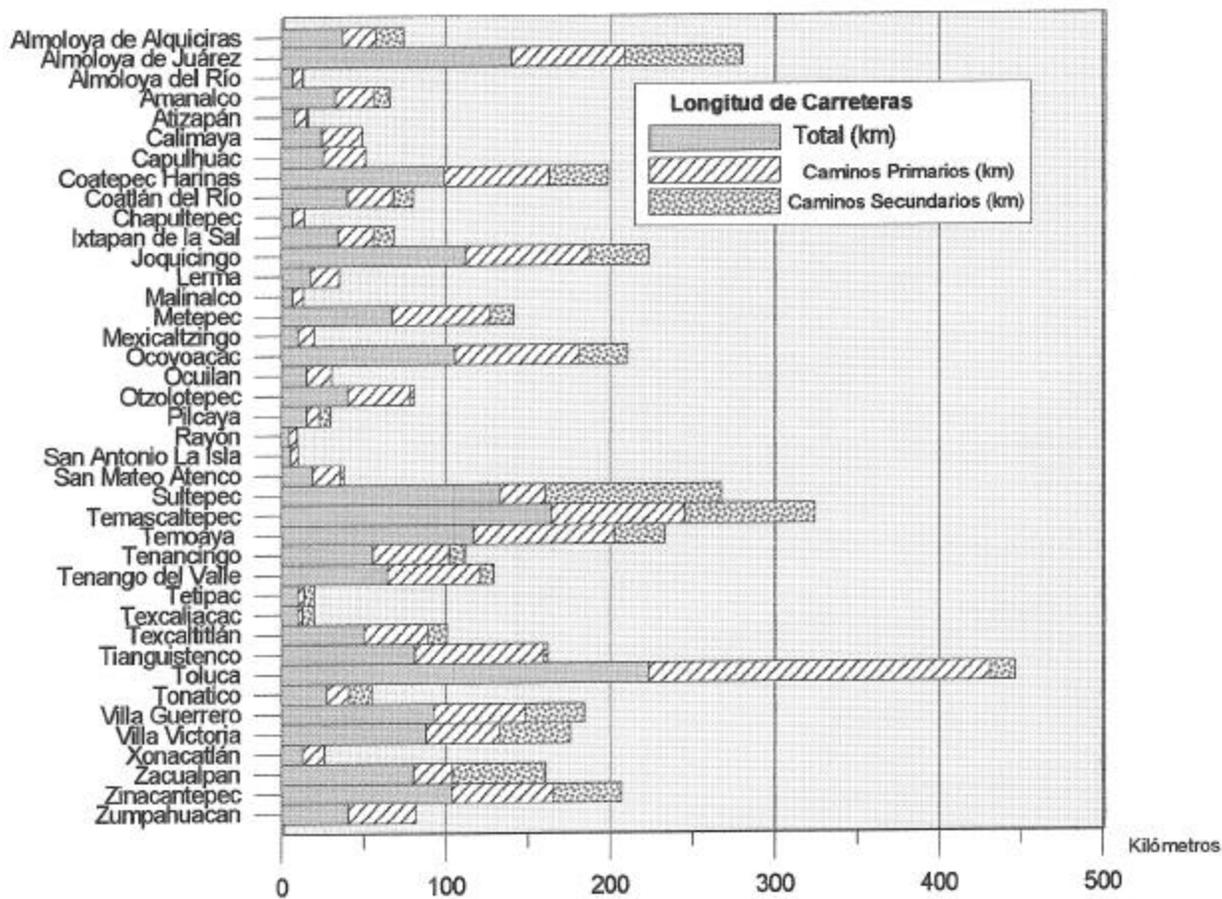


Figura 30 Longitud de carreteras por municipio

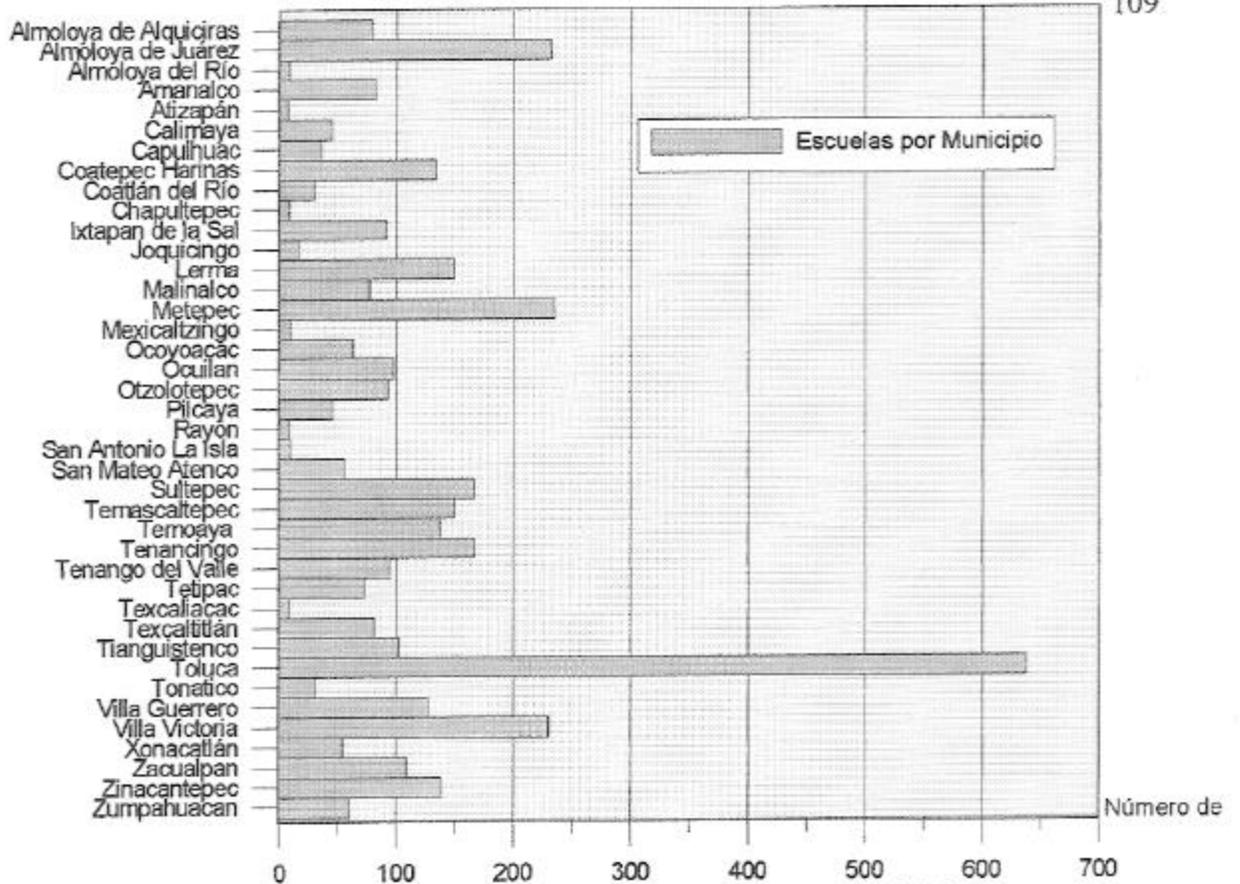


Figure 31 Número de escuelas por municipio

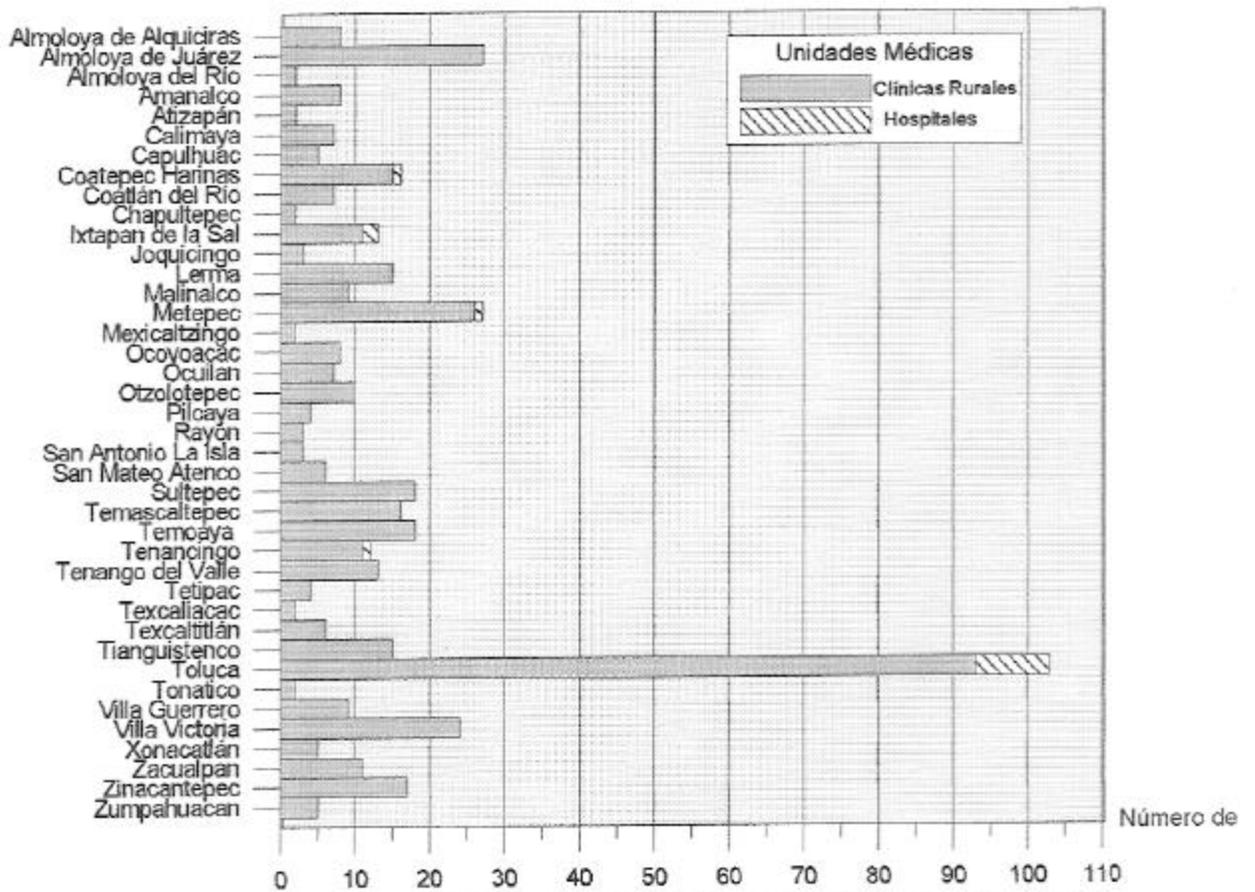


Figure 32 Número de unidades médicas por municipio

La primera variable establecida de acuerdo a las recomendaciones de los trabajos de evaluación de riesgos naturales mencionados en este estudio y que debe ser considerada como la más importante es, la población. El mapa de vulnerabilidad por población total (Figura 33A) se zonificó con base a la población de cada municipio, clasificándolos en cuatro rangos (bajo, medio, alto y muy alto). Estos quedaron establecidos de la siguiente forma: para municipios con poblaciones con más de 400,000 habitantes representa un área de muy alta vulnerabilidad, es decir con valor de cuatro; para poblaciones de 50,001 a 400,000 habitantes una vulnerabilidad alta (valor 3); de 10,000 a 50,000 con vulnerabilidad media (valor 2); y de menos de 10,000 habitantes corresponde al valor de 1, o sea áreas de baja vulnerabilidad (Tablas 13 y 14 y figura 29).

En la elaboración del mapa de la vulnerabilidad por uso de suelo y vegetación (Figura 33B), se consideraron los criterios propuestos por Joerin et al, (2001), Pereira y Duckstein (2003) Cevallos y López Blanco, (2003b). Se definió zonas de más alta vulnerabilidad al uso de suelo urbano zonas agrícolas de riego (cultivos todo el año), y dentro de las áreas forestales a los bosques de pino, por su importancia económica y por el impacto social que representa su pérdida. En zonas de vulnerabilidad alta se consideraron a las áreas con agricultura de temporal, así como al bosque de encino, el mesófilo de montaña y los pastizales asociados de manera directa con algún tipo de actividad pecuaria. Las áreas forestales de oyamel, de enebro, selva baja caducifolia, así como los pastizales sin aparente uso agrícola fueron consideradas en esta clase como áreas con vulnerabilidad media. Finalmente la última clase de vulnerabilidad, la más baja, quedó definida en áreas de bajo valor pecuario o agrícola. Estas son las áreas sin cobertura vegetal, las de pradera de alta montaña y las áreas de vegetación de tular (Tablas 13 y 14).

El mapa de vulnerabilidad por infraestructura (Figura 33C) se elaboró integrando la información sobre el número de unidades médicas, número de escuelas y longitud de carreteras por municipio a los que se les otorgó un peso de acuerdo con un intervalo establecido con base a un análisis de los valores mínimos y máximos. Los pesos de cada variable se sumaron para cada municipio y se realizó una nueva reclasificación en cuatro rangos, con lo que se obtuvo el grado de vulnerabilidad para cada municipio (Tabla 13 y 14).

El valor obtenido por la longitud de carreteras se estableció dándole el valor de

Tabla 14 Criterios de ponderación de los factores o alternativas para la evaluación de la vulnerabilidad en el valle de Toluca

ALTERNATIVAS CRITERIOS	VALOR 4 VULNERABILIDAD MUY ALTA	VALOR 3 VULNERABILIDAD ALTA	VALOR 2 VULNERABILIDAD MEDIA	VALOR 1 VULNERABILIDAD BAJA
POBLACIÓN TOTAL	Población total por municipio. > 400,000 habitantes	Población total por municipio. 50,001 a 400,000 habitantes	Población total por municipio. 10,000 a 50,000 habitantes	Población total por municipio. < 10,000 habitantes
USO DEL SUELO Y VEGETACION	-Zonas urbanas -Zonas agrícolas de riego -Bosques de pino	-Zonas de agricultura de temporal -Bosque de encino -Bosque mesófilo de montaña -Pastizales con uso pecuarios	-Bosque mesófilo -Bosque de oyamel -Bosque de enebro -Pastizales sin uso pecuario	-Áreas sin cobertura aparente -Pradera de alta montaña -Áreas de tulares
INFRAESTRUCTURA	Unidades médicas por municipio > 50	Unidades médicas por municipio 16 a 50	Unidades médicas por municipio 5 a 15	Unidades médicas por municipio < 5
	Escuelas por municipio > 250	Escuelas por municipio 51 a 250	Escuelas por municipio 10 a 50	Escuelas por municipio < 10
	Longitud de carreteras por municipio > 200 km	Longitud de carreteras por municipio 101 a 200 km	Longitud de carreteras por municipio 50 a 100 km	Longitud de carreteras por municipio < 50 km
UNIDADES ECONÓMICAS	Producto total en bruto (miles de pesos) por municipio > 500,000	Producto total en bruto (miles de pesos) por municipio 100,000 a 500,000	Producto total en bruto (miles de pesos) por municipio 10,000 a 100,000	Producto total en bruto (miles de pesos) por municipio < 10,000

cuatro a los municipios más vulnerables con más de 200 km de carreteras, con vulnerabilidad alta a aquellos con longitudes de entre 101 a 200 km, los de 50 a 100 km una vulnerabilidad media y a los menos vulnerables a aquellos municipios con menos de 50 km de longitud de carreteras (Tablas 13 y 14 y figura 30).

Los valores para el número de escuelas fueron asignados de la siguiente forma: los municipios más vulnerables son aquellos con más de 250 escuelas; con vulnerabilidad alta aquellos que tienen entre 51 y 250 escuelas; con valor de dos o de vulnerabilidad media los municipios que tienen entre diez a cincuenta escuelas; y los menos vulnerables los de menos de diez escuelas (Tablas 13 y 14 y figura 31).

Para el caso de la vulnerabilidad de los municipios por unidades médicas, se encontró que la mayoría de los municipios se concentraba entre 15 y 50 unidades médicas, por lo que se consideró otorgar el valor de mayor vulnerabilidad a aquellos municipios que tienen más de 50 unidades; con vulnerabilidad alta aquellos municipios en que hay entre 16 y 50 unidades médicas; con media (valor de dos) a aquellos que tienen entre cinco y quince, y con una baja vulnerabilidad a aquellos que tienen menos de cinco unidades (Tabla 13 y 14 y figura 32).

Los valores de vulnerabilidad por infraestructura se obtuvieron sumando los pesos de las tres variables y clasificándolos de la siguiente forma: con valores de más de diez a los municipios con una vulnerabilidad muy alta, de ocho a nueve a los de alta vulnerabilidad; los de vulnerabilidad media a los que tuvieron valores entre cinco a siete; y los de menor vulnerabilidad, aquellos municipios con el intervalo de 3 a 4.

El mapa de vulnerabilidad por unidades económicas (Figura 34D) está elaborado con base al producto total bruto en miles de pesos que produce cada municipio. Se consideró que los valores más adecuados para establecer la vulnerabilidad fueron los siguientes: con valor de cuatro para los municipios con una producción bruta de más de 500 millones de pesos anuales; los municipios con vulnerabilidad alta para aquellos entre 101 y 500 millones de pesos, con vulnerabilidad media si su producción bruta es de entre 10 y 100 millones de pesos y con valor de 1 o vulnerabilidad baja para los municipios con un producto menor a los diez millones de pesos. (Tablas 13 y 14)

Los mapas de vulnerabilidad muestran que el municipio de Toluca siempre obtuvo los mayores valores, resaltando que desde el punto de vista de la población, infraestructura

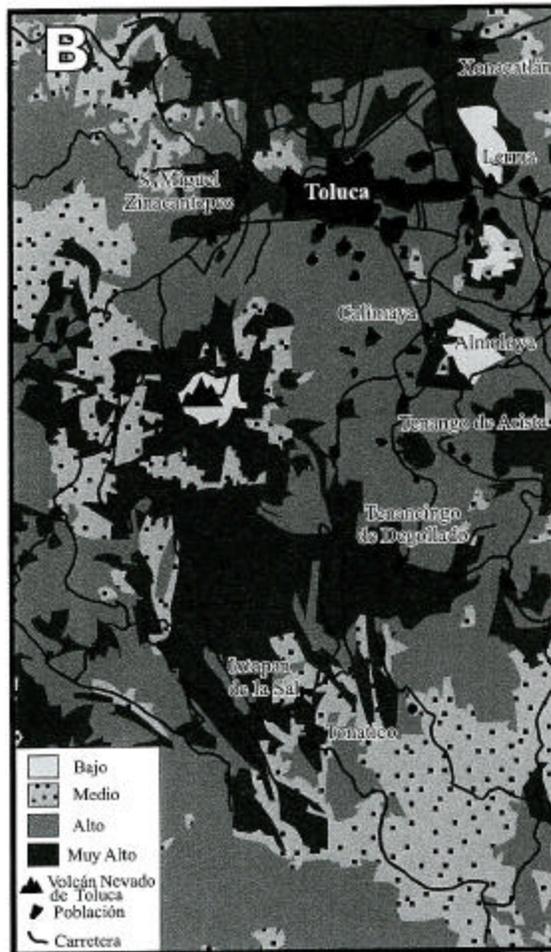
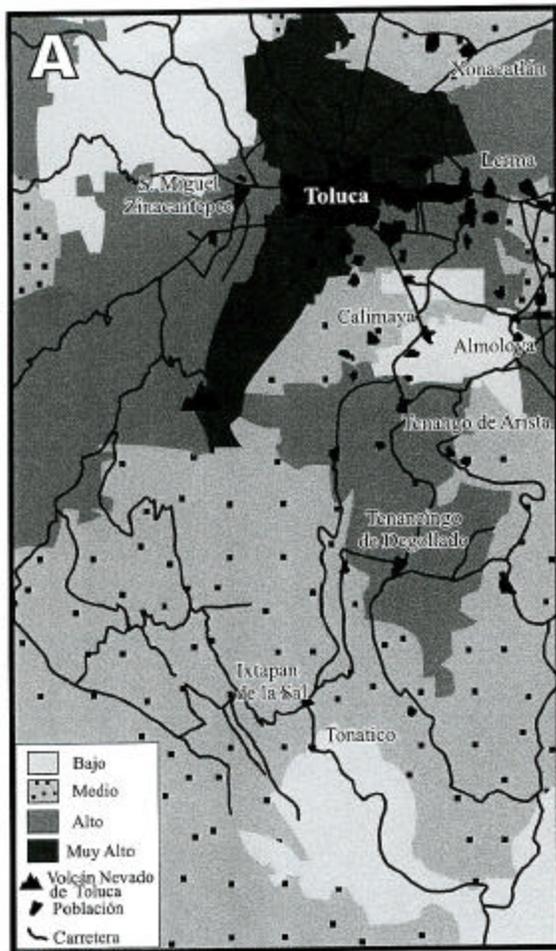
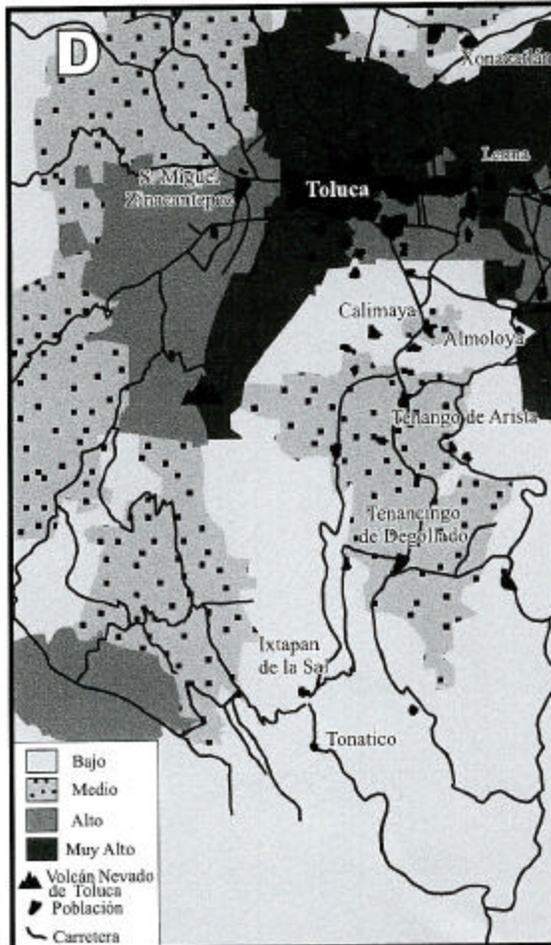
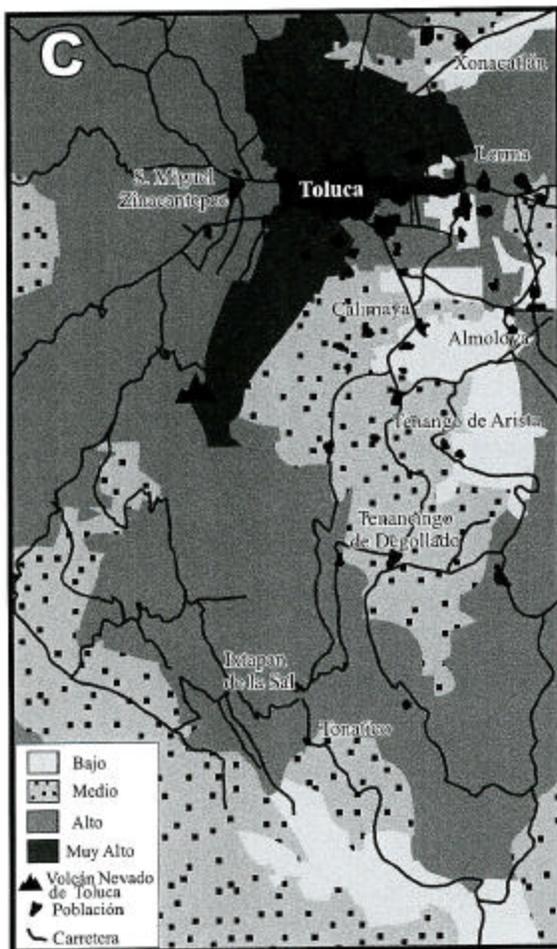


Fig. 33
Mapas de Vulnerabilidad
a) Vulnerabilidad por población Total
b) Vulnerabilidad por uso de Suelo
c) Vulnerabilidad por infraestructura
d) Vulnerabilidad por unidades económicas



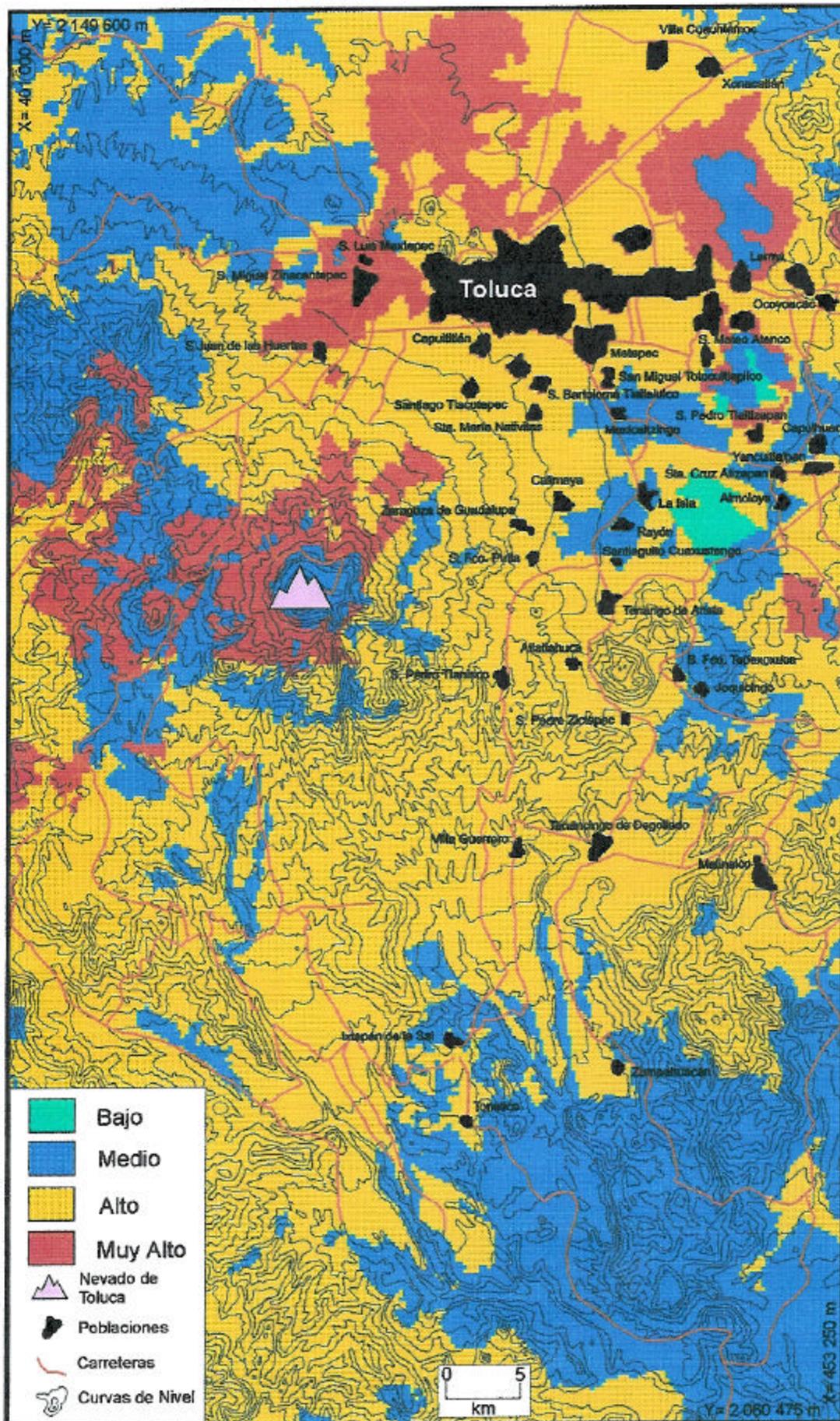
y producción económica, es el área más vulnerable, por su alta población, por concentrar la mayor parte de los servicios y por su importante planta industrial. Después de Toluca resaltan como municipios vulnerables Zinacantepec, Tianguistenco, Lerma, San Mateo Atenco y Capulhuac, por ser centros industriales que han ido creciendo alrededor de Toluca. Finalmente, para el mapa de vulnerabilidad total (Fig. 34), se elaboró continuando con el método con multicriterios en IDRISI y aplicando la matriz de comparación por pares, donde fueron comparados y ponderados entre sí, los cuatro mapas-criterio (Tabla 15). Se aplicaron juicios de valor basados en el conocimiento y la experiencia, con ello se estableció que la vegetación y el uso del suelo son ligeramente menos importantes que la población total, y se le dio un peso de 1/3, de acuerdo con la escala de valores preestablecida (Figura 15). La infraestructura con respecto a la población se definió como moderadamente menos importante y se le dio un peso de 1/5, mientras que en la comparación entre las unidades económicas y la población, las primeras fueron fuertemente menos importantes, por lo que se les asignó un valor de 1/7. Luego se comparó a la infraestructura con el uso del suelo y se definió a la primera como ligeramente menos importante y se le dio un valor de 1/3, mientras que un valor de 1/5 fue asignado a la comparación entre las unidades económicas y el uso del suelo, que denota que las primeras son moderadamente menos importantes. La última comparación entre unidades económicas e infraestructura se consideró como ligeramente menos importante a las unidades económicas, asignándole un valor de 1/3.

Tabla 15 Matriz de comparación por *pares* y *pesos* relativos de los criterios para estimar la vulnerabilidad del Valle de Toluca.

CRITERIOS	Población Total	Uso del Suelo y Vegetación	Infraestructura	Unidades Económicas	Pesos de los Criterios
Población Total	1				0.5604
Uso del Suelo y Vegetación	1/3	1			0.2605
Infraestructura	1/5	1/3	1		0.1276
Unidades Económicas	1/7	1/5	1/3	1	0.0516
SUMA	-	-	-	-	1.0000

Nota: Como ejemplo, en la fila infraestructura, el valor de 1/3 señala que ese criterio es ligeramente menos importante que el criterio de uso del suelo y vegetación. Para construir esta matriz de comparación pareada se usó la escala de 17 jerarquías de importancia relativa, mostrada en la figura 13.

Fig. 34 Mapa de Vulnerabilidad Total



Mapa de Riesgo

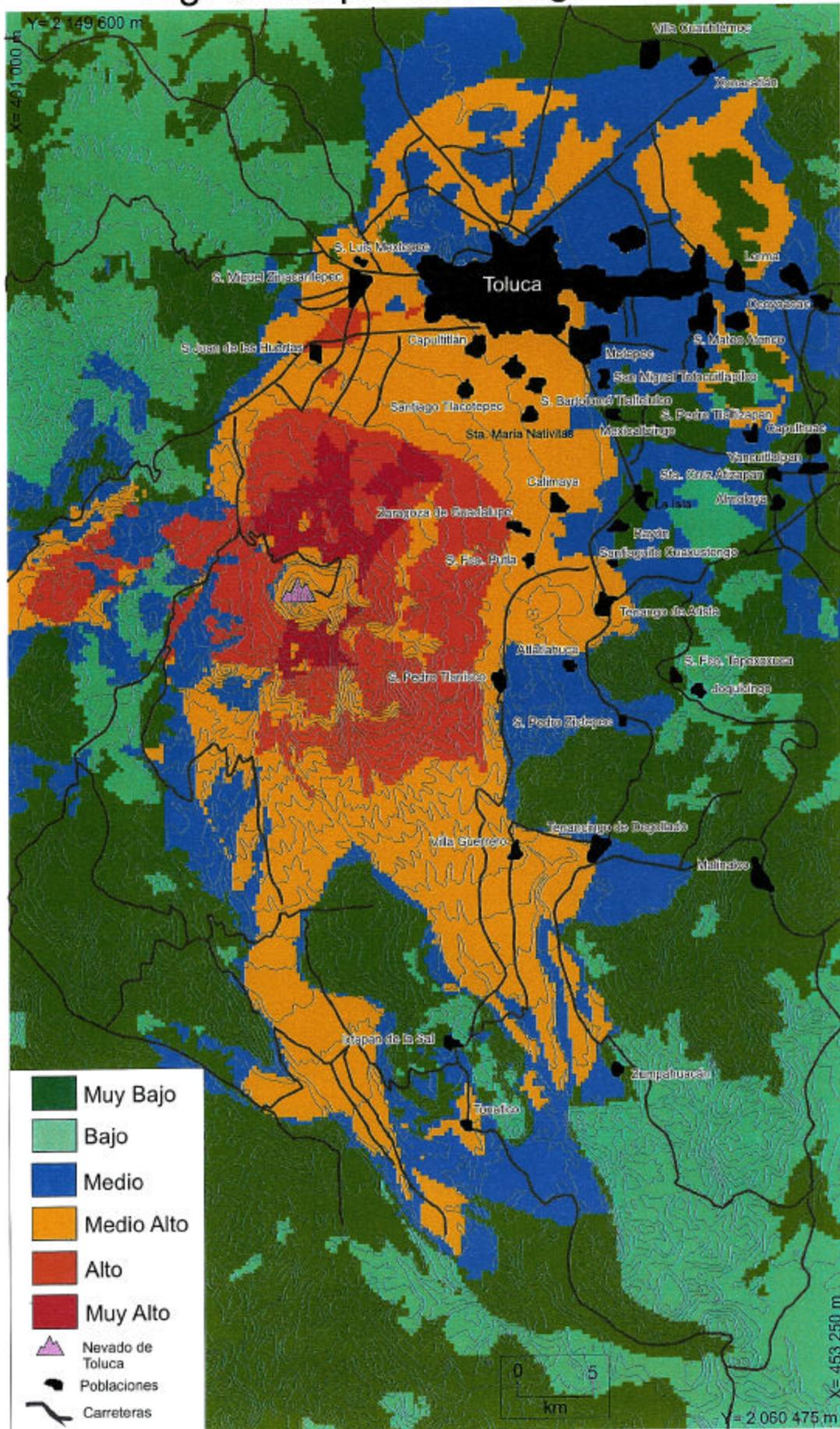
El riesgo volcánico como ya se mencionó, se obtiene al relacionar los peligros volcánicos (flujos piroclásticos, lahares, avalanchas de escombros) con la vulnerabilidad de los elementos expuestos (población total, infraestructura, uso de suelo y unidades económicas). La evaluación del riesgo y elaboración mapa final de riesgo, se realizó en forma automatizada, a partir de los mapas de peligros y vulnerabilidad total, obtenidos como ya se explicó por el método de EMC y capturados dentro del ambiente del SIG IDRISI.

Con este proceso se realizaron operaciones aritméticas entre imágenes (mapas o modelos digitales), para obtener un nuevo mapa algebraico (en este caso el mapa de riesgo), los valores resultantes se clasificaron en 6 rangos: muy bajo, bajo, medio, medio alto, alto, muy alto (Fig. 35).

Las regiones comprendidas en el rango de muy bajo riesgo son zonas poco vulnerables y solo se verían afectadas en caso de una erupción muy grande ($VEI > 4$). Las zonas de bajo riesgo son áreas que tienen una baja vulnerabilidad y, solo en caso de una erupción con un $VEI > 4$ presentaría pérdidas. Las áreas que tienen un riesgo medio son zonas baja a media vulnerabilidad, que serían afectadas por erupciones VEI 3-4 y sufrirían pérdidas menores por daños a la salud, campos de cultivo e infraestructura.. Las regiones de riesgo medio alto son zonas con una vulnerabilidad media y pueden ser afectados en caso de erupciones VEI 2-4 y sufrirían perdidas medias a altas en campos de cultivo, bosques, infraestructura, y daños a la salud de la población. Las zonas de alto riesgo son áreas de alta vulnerabilidad y que en caso de una erupción (VEI 2-4) sería afectada por pérdidas de vidas humanas, daños y perdidas altas de infraestructura, campos de cultivo, recursos naturales e industriales. Las zonas de muy alto riesgo son áreas muy vulnerables y que en caso de cualquier tipo de erupción volcánica las perdidas serían muy altas, con destrucción total y sin probabilidad de supervivencia en caso de que no se hubiera desalojado a la población.

Dentro de la Cuenca de Toluca las zonas de mayor riesgo se concentraron en las zonas que se han visto afectadas por las erupciones anteriores, y sobre las que se han desarrollado grandes ciudades, zonas industriales y zonas agrícola de riego de alto rendimiento. Destaca por su importancia el municipio de Toluca, que representa un sesgo importante en a cuanto la vulnerabilidad, por su importancia económica, densidad de

Fig. 35 Mapa de Riesgo Volcánico



población, infraestructura y desarrollo industrial. La Ciudad de Toluca es también la capital del Estado de México, uno de los estados más ricos y prósperos del centro de México. Además de Toluca otras áreas afectas serían los municipios de Metepec, Lerma, San Miguel Zinacantepec y San Mateo Atenco, actualmente conurbados a la ciudad de Toluca, así como el área que ocupan los municipios de Santiago Tianguistenco, Calphuluac y Ocoyoacac donde se ha desarrollado un nuevo parque industrial. Hacia el sur por su importancia agrícola, sobresalen los municipios de Calimaya, Tenango de Arista, Villa Guerrero y Coatepec Harinas y más hacia el sur con un riesgo medio destacan municipios de Ixtapan de la Sal y Tonalá, por su actividad agrícola y turística.

Conclusiones

Con base a un estudio detallado sobre los peligros volcánicos y las características socioeconómicas, se creó una información base que integrada dentro de un ambiente SIG permitió elaborar los mapas de peligros, vulnerabilidad y riesgo volcánicos para la región de la Cuenca de Toluca.

A partir del análisis estratigráfico se determinó que el Nevado de Toluca ha tenido al menos 18 erupciones durante los últimos 60,000 años, siendo las más violentas las de tipo pliniano, aproximadamente entre 12,000 años y 14,000 años, intercaladas con algunas erupciones vesuvianas y vulcanianas asociadas a la destrucción de los domos. Esta actividad ha estado acompañada de emisiones de flujos piroclásticos (flujos de bloques y ceniza, flujos de ceniza y pómez y *surges*), lahares, avalanchas de escombros y caídas de ceniza con pómez. Su última erupción importante ocurrió aproximadamente hace 10,500 años. El coeficiente de Heim obtenido para los depósitos de flujos piroclásticos del volcán entre 0.96 y 0.165 y un coeficiente de movilidad de entre 6.05 y 11.24, reflejan la alta movilidad de los depósitos.

Con base en información de estudios previos se identificaron cinco tipos de peligros volcánicos (flujos de bloques y ceniza, flujos de pómez, lahares, avalanchas de escombros y caída de ceniza) que fueron integrados dentro del SIG y analizados mediante la Evaluación Multicriterio. Los eventos más destructivos por su energía y frecuencia fueron los flujos de bloques y ceniza y de pómez, que han alcanzado distancias de más de 35 km desde la cima del volcán.

Las principales áreas afectadas en caso de una nueva erupción serían al nordeste este y sur del volcán, debido a la diferencia de alturas y al mayor desarrollo de barrancos, como los de los ríos San Jerónimo, Chontalcuatlán, cieneguilla, Grande y El Zaguán. Las regiones afectadas por los flujos piroclásticos y lahares serían: (1) Toluca, Lerma, San Mateo Atenco, Santiago Tianguistengo y Calphuluac al nordeste; (2) Calimaya, Metepec, Zacango y Tenango entre otras poblaciones al este; y (3) Coatepec, Villa Guerrero, Tenancingo e Ixtapan de la Sal al Sur. Los lahares secundarios son importantes aún ahora, por el material que remueven en cada época de lluvias.

Las áreas que podrían verse afectados por las avalanchas de escombros serían al sur y este del volcán, favorecidas por las fallas activas y la diferencia en alturas. Este tipo de

peligro volcánico tiene una probabilidad baja de ocurrencia porque en la historia del volcán solamente se han identificado dos avalanchas de escombros (mucho mayor a 50,000 años aP.), que están situadas al sur del volcán.

La caída de ceniza, durante los meses de octubre a marzo, afectaría a las poblaciones localizadas al este y al noreste del volcán, de abril a mayo a las poblaciones localizadas al norte del volcán, y de junio a septiembre al noroeste. En caso de una erupción de pequeña a media (VEI=1-3) la zona más afectada sería la Cuenca de Toluca, pero en caso de presencia de erupciones grandes (VEI>4) la zona afectada incluiría a la Ciudad de México.

La metodología utilizada aquí, se propone como una opción para la elaboración de mapas de peligros y riesgo por su alta capacidad de manejo de información, lo cual permitió hacer un rápido y conciso análisis en el corto, mediano y largo plazo, en el proceso de toma de decisiones y la creación de mapas preventivos de riesgos, una vez capturada toda la información..

En cuanto a la aplicación de las técnicas de evaluación con multicriterios, es importante mencionar la ventaja que ofrece esa metodología integrada dentro de un SIG, como herramienta de uso común para diversos estudios, como el aquí presentado, en donde son varios los factores y variables que influyen en determinar algún hecho, fenómeno u objetivo, y son varios los puntos de vista en la toma de decisiones. También se facilita dar a la evaluación un manejo cuantitativo que le dé mayor validez de aproximación con respecto a las condiciones reales del fenómeno y evitar la subjetividad de análisis y elección.

Una razón importante para el uso de las técnicas de evaluación multicriterio, es que es posible evaluar con ellas todos los factores simultáneamente sin necesidad de realizar una serie de operaciones de sobreposición cartográfica digital, modificación de los atributos de los valores por un valor constante, o bien una reclasificación final del mapa resultante del proceso de combinación de todas las capas de información.

El uso de los SIG requirió establecer una serie de variables para el análisis del riesgo volcánico. Estas variables se agruparon en dos tipos. Primero la variables geológicas que fueron los mapas de peligros, cuya elaboración fue basada en los criterios propuestos para otros mapas de peligros en México y en el mundo (Martin, del Pozzo et al., 1995; Macias et al, 1995; Stieltjes y Mirgon. 1998; Rosi, 1996, Hoblitt et al. 1995; Blong, 1996;

Scott, 1993; Tilling, 1993; National Land Agency Government of Japan. (1992); Crandell et al. 1984). Los procedimientos son elaborar una estratigrafía detallada, determinar la distribución de los productos, reconstruir la historia eruptiva del volcán, definir la frecuencia y magnitud de los eventos, y elaborar modelos basados en métodos como la línea de energía.

El segundo conjunto de variables los proporcionaron los mapas de vulnerabilidad, que incluyen a la población total, uso del suelo y cobertura vegetal, infraestructura y producción total (bruta) por municipio. Estos mapas se hicieron con los criterios recomendados por Yokoyama (1984) y Aguilar y Sánchez (1993). Las variables fueron población total, uso del suelo, infraestructura y la producción bruta anual por municipios.

Mediante los SIG's la información proporcionada por esas variables se organizó, procesó y desplegó la información geológica y socioeconómica de una manera mucho más apropiada y dinámica. De esta forma el análisis mediante la fusión de diversas capa de información, la extracción de información relevante (zona de vulnerabilidad y riesgo) y la actualización y ampliación de la misma muestra la enorme capacidad y flexibilidad de los SIG.

Otro aspecto importante es el hecho de asignar ponderaciones o calificaciones "subjetivas" a las distintas potencialidades de los factores. Sin embargo se puede afirmar que estas asignaciones son más bien "semi-subjetivas" ya que están basadas en la experiencia y los criterios de los expertos en las áreas de la vulcanología y manejo de desastres. Los criterios aplicados están sostenidos por información generada con el trabajo de campo, el análisis cartográfico, la síntesis de la información socioeconómica y complementada con la información publicada (artículos, tesis, libros e informes), que hacen que la asignación de ponderaciones y los resultados tengan mayor solidez.

La evaluación por multicriterio y la matriz de comparación en pares, permitieron definir y estimar mediante pesos la importancia relativa y la relación entre los diferentes factores geológicos y socioeconómicos en el valle de Toluca, incluidos en la evaluación dentro del SIG. El haber ordenado los factores en una escala de 1-4 de acuerdo a su jerarquía ayudó al acomodo de los factores dentro de la matriz de comparación.

Dentro de la Cuenca Toluca la zonas de mayor riesgo se concentraron en las zonas que se han vistos afectadas por todas las erupciones anteriores, asociado a zonas de gran

concentración de población, zonas industriales y de alto valor agrícola (de riego,). Destaca por su importancia el municipio de Toluca, que presenta un sesgo importante en cuanto la vulnerabilidad, y que representa una anomalía que se ha presentado en esta etapa, debido a que la información se maneja a escala municipal. Esta anomalía se rectificara en una futura etapa manejando la información de una manera mas puntual, y dando un mayor peso a la poblaciones de acuerdo a su infraestructura e información industrial. A pesar de esto, el mapa de riesgo y el de vulnerabilidad total no reflejan esta desviación, gracias al manejo del uso del suelo, el cual permitió ajustar este mayor peso dado al municipio de Toluca.

Es importante señalar también que este tipo de trabajos de riesgo para alcanzar su nivel máximo de certidumbre requiere de un trabajo interdisciplinario principalmente con investigadores relacionados con cuestiones sociales y físicas como geógrafos, sociólogos, biólogos y ecólogos, considerando que estos trabajos deben estar también preparados para personas ligadas a la toma de decisiones como son las autoridades gubernamentales y población en general.

Este trabajo mostró la posibilidad de aplicar técnicas alternativas de toma de decisiones con respecto a la determinación de los niveles de peligros volcánicos, lo cual resulta ser un antecedente que puede ser aplicado en evaluaciones de otros volcanes que presentan características semejantes a las del Nevado de Toluca.

La posibilidad de efectuar estudios a mas detalle a futuro permitirá hacer mas precisa la información y alcanzar una objetividad mayor en los criterios empleados en la evaluación

Se reconoce la existencia de otros programas para modelar los peligros volcanicos. Como LaharZ y Flow3D, de nueva generación, que a futuro se podrán integrar a la metodología expuesta, pero que por razones de precisión, delimitación y tiempo del proyecto de tesis, no fueron considerados. Además, además al inicio de proyecto cuando fue planteado, dicho programas aún no se habían construido, y también para su aplicación se requiere de una nueva etapa de capacitación para su manejo, que incluye conocer la programación para Arc Info y la elaboración de nuevos modelos sombreados de elevación del terreno que se salen del los objetivos planteados y del tiempo previsto para la tesis. Pero que a futuro se considerará para la ampliación de este trabajo.

Referencias

- Aceves-Quesada J.F. 1996. "Geomorfología glacial y periglacial del Nevado de Toluca". *IV Reunion Nacional de Geomorfologia*. Pátzcuaro, Mich. Octubre, 1996
- Aceves-Quesada J.F. 1997a. Geología y Geomorfología del Volcán Nevado de Toluca. Tesis de Maestría. Fac. de Ciencias. UNAM. 116 pp.
- Aceves Q., J.F. 1997b. Cartografía geomorfológica del Volcán Nevado de Toluca. II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados. Pachuca, Hgo. Mexico. 25-28 de mayo de 1997. 39.
- Aceves Quesada J.F. 1998. Evaluación del riesgo volcánico en el Nevado de Toluca (Mapas de riesgo volcánico basados en Sistemas de Información Geográfica) Primer Simposio del Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geofísica UNAM. México DF. 98-101.
- Adams J. 1997. Cars, cholera and caws: virtual risk and the management of uncertainty. *Science Progress*. 80(3): 253-272
- Aguilar G. y Sánchez M.L.. 1993. Vulnerabilidad y riesgo en la ciudad de México. *Ciudades*. 17: 31-39
- Alcaraz A.P. 1989. Some notes on false alarm of volcanic activity and mudflows. In *Volcanic Hazards*. John H. Latter (Ed.) IAVCEI Proceedings in Volcanology (1). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 163-168.
- Alexander D. 1993. *Natural Disasters*. Chapman & Hall. New York. 625 pp.
- Andrade D., Hall M., Mothes P., Troncoso L., Eissen J.P., Samaniego P., Egred J., Ramón P., Rivero D. Yepes H. 2005. Los Peligros Volcánicos Asociados al Cotopaxi. Serie Los Peligros Volcánicos en el Ecuador No. 3 Corporación Editora Nacional. Quito, Ecuador. 150 pp.
- Araña V., Ortiz R. 1996. Metodología del Análisis del Riesgo Volcánico. En *Riesgo Volcánico* Ed. por Ramón Ortiz. Serie Casa de los Volcanes. Cabildo de Lanzarote. 12-36
- Arce S., J.L. 1999. Reinterpretación de la erupción pliniana que dio origen a la Pómez Toluca Superior, Volcán Nevado de Toluca. Tesis de Maestría. UNAM. 99 pp.
- Arce J.L.; Macias J.L.; Vázquez-Selem L.. 2003. The 10.5 Ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *GSA Bulletin*. 115(2): 230-248.

- Arce J.L., Macias, J.L., Gardener, J.E., Layer, P.W. 2006. A 2.5 ka History of Dacitic Magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: Petrological, ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating, and Experimental Constraints on Petrogenesis. *Journal of Petrology*. 47(3): 457-479.
- Aronoff S. 1989. *Geographic Information System*. WDL Publications. Ottawa, Canada. 294 pp.
- Barbieri F. 1988. Volcanic hazards assessment in Italy. Kagoshima International Conference on Volcanoes. Proceedings. Julio 19-23: 396-399.
- Barredo-Cano J.I. 1996. *Sistemas de Información Geográfica y Evaluación Multicriterio*. Ed. Ra-Ma, Madrid. 264 pp.
- Beget, J.E. and Limke A.J.. 1988. Two dimensional kinematic and rheological modelling of 1912 pyroclastic flow, Katmai, Alaska. *Bull of Vulcanol*. 50:148-160.
- Blong J.R, 1996. Volcanic Hazards Risk Assessment. In *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Ed. by Scarpa y Tilling. Springer-Verlag Berlin. 675-698.
- Blong R.J. 1984. *Volcanic hazards: a sourcebook on the effects of Eruptions*. Academic Press, Orlando, Florida. 424 pp.
- Bloomfield K., 1973. The age and significance of Tenango Basalt in Central Mexico. *Bull of Vulcanol*, 37(4): 585-595
- Bloomfield K., y Valastro jr. S. 1974. Late Pleistocene eruptive history of nevado de Toluca Volcano, Central México. *Geol. Soc. Of America Bull*. 85: 901-906.
- Bloomfield, K., 1975. A late monogenetic volcano field in central Mexico. *Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band*. Stuttgart. 64(2): 476-497.
- Bloomfield K., Sanchez-Rubio G., Wilson L.. 1977. Plinian eruptions of Nevado de Toluca Volcano. *Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band*. 68: 120-146.
- Bloomfield K. y Valastro jr. S. 1977. Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca Volcano, Central México. *Overseas Geol. Min. Resource*. 46: 1-15.
- Bosque J, Escobar FJ, García E, Salado MaJ (1994) *Sistemas de Información Geográfica (prácticas con PC ARC/INFO e IDRISI)*. Ed. Ra-ma, Addison-Wesley Iberoamericana, E.U.A. 478 pp.
- Boudal C. and Robin C.. 1989. Volcan Popocatepetl: Recent eruptive history and potential hazards and risks in future eruptions. In Volcanic Hazards. Assessment and monitoring.

John H. Latter (Ed.) IAVCEI Proceedings in Volcanology (1). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 110-128.

-Brazier S., R.S.J. Sparks, S.N.Carey, H. Sigurdsson y J.A. Westgate. 1983. Bimodal grain size distribution and secondary thickening in air fall ash layers. *Nature*. 301:115-119.

-Burrough P.A. 1986. Principles of Geographical Information System for land resources Assessment. Claredon Press, Oxorford. 194 p.

-Caballero M., Urrutia-Fukugachi J., Lozano-García S., Castañeda R., Macias J.L. 2000. Volcanic Stratigraphy and Paleolimnology of the Upper Lerma Basin during the late Pleistocene and Holocene. *Sedimentology. Special Volume. Lacustrine Volcanoclastic Sedimentation*. 30: 57-71.

-Campa M.F. 1978. La Evolución Tectónica de Tierra Caliente, Guerrero. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 34(2): 52-64.

-Campa M.F. y Conney K.. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.* 20:1040-1051.

-Campa M.F., Campos M., Flores R., Oviedo R.. 1974. La Secuencia Mesozoica Volcánico-Sedimentaria Metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mex. – Teloloapan, Gro. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*. 35: 7-28.

Campa M.F., Ramirez J.. 1979. La Evolución Geológica y Metalogénesis del Noroccidente de Guerrero. Univ. Autón. de Guerrero. Serie Técnico-Científica No.1-101 p

-Cantagrel J.M., Robin C., Vincent P.. 1981. Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: exemple du Nevado de Toluca (Mexique). *Bull. of Volcanol.* 44: 177-188

-Capra L., J.L. Macias. 2000. Pleistocene cohesive debris flow at Nevado de Toluca volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 102:149-168.

-Capra P.L. 2000. Colapso de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos. Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). Tesis Doctoral. UNAM. 177 pp.

-Capra P.L., Carreras. L.M. Arce, J.L. Macias, J.L. 2006. The Lower Toluca Pumice: A ca. the 21,700 yr B.P. Plinian eruption of Nevado de Toluca, Mexico. *Geological Society of America. Special Paper 402*. p. 155-173.

- Carey S. y Sigurdsson H.. 1982. The 1982 eruptions of El Chichón volcano Mexico (2) Observations and numerical modelling of tephra-fall distribution." Bull. of Vulcanol 48(2/3): 127-142.
- Carey S.N. 1996. Modelling of tephra fallout from explosive eruptions. In Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards, Ed. by Scarpa y Tilling. Springer-Verlag Berlin. 429-461.
- Cas R.A.F. and Wright J.V. 1993. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Chapman and Hall. London. Reimp. 528 p.
- Ceballos-Silva A and López-Blanco J 2003a. Delineation of suitable areas for crops using a Multicri-Criteria Evaluation approach and land use/cover mapping: a case study in Central Mexico. Agricultural Systems 77:117-136.
- Ceballos-Silva A and López-Blanco J. 2003b. Evaluating biophysical variables to identify suitable areas for Oat in Central Mexico. Agriculture, Ecosystems & Environment 95:371-377.
- Cebrian J.A. 1992. Información geográfica y sistemas de información geográfica. Santander. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria.
- CENAPRED (Ed.). 1996. Volcán Popocatepetl, estudio realizados durante la crisis 1994-1995. Comité Científico Asesor CENAPRED-UNAM. CENAPRED-Secretaría de Gobernación. México. 327-333.
- Cepeda H., Méndez R., Murcia A. y Vergara H. 1986. Mapa preliminar de riesgos volcánicos potenciales de Nevado de Huila, Colombia. Ministerio de Minas y Energía (INGEOMINAS). Inf. No. 1981. 59 pp. Escala del Mapa 1:25 000.
- Cervantes de la Cruz K.E. 2001. La Pómez Blanca Intermedia: depósito producido por una erupción pliniana-subpliniana del Volcán Nevado de Toluca hace 12,100 años. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra. UNAM. 95 pp.
- Colson G. y De Bruin, C. 1989. Models and Methods in Multiple Objective Decision Making. In Models and Methods in Multiple Criteria Decision Making. G. Colson y C. De Bruin (Eds.). Pergamon. London.
- Coque Roger. 1997. Geomorfología. Alianza Universidad Textos. 79. Ed. Alianza
- Coussot P. And Meunier M. 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. Earth-Science Reviews. 40: 209-227.

- Crandell D. 1980. Recent eruptive history of Mount Hood, Oregon and Potential Hazards. Geological Survey Bulletin. 1492. 81 pp.
- Crandell D.R. and Millineux D.R. 1975. Technique and Rationale of volcanic-hazards appraisals in the Cascade Range, Northwestern United States. Environmental Geology. 1:23-32.
- Crandell D.R., Booth B., Kusumadinata K., Shimozuru D. D., Walker G.PL. y Westercamp D. 1984. Source-book for volcanic zonation, UNESCO. 97 pp.
- Crandell D.R. and D.R. Millineux. 1967. Volcanic hazard at Mt. Rainier. U.S. Geol. Surv. Bull. 1238. 26 pp.
- Crandell D.R. and Millineux D.R.. 1970. Potential geological hazards in Lassen Volcanic National Park, California. U.S. Geol. Surv. Administrative Report. 54 pp.
- Crandell D.R. and Millineux D.R.. 1973. Pine Creek Volcanic Assemblage at Mount St. Helens. U.S. Geol. Surv. Bull. 1383-A. 23 p.
- Cserna Z. de y C. Fries Jr., 1981. Resumen de la geología de la hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos. Mapa con texto explicativo. Carta Geológica. Hoja Taxco 14Q-h(7). Instituto de Geología, UNAM. No. 15. Serie 1:100,000
- Cullen-Tanaka, J.M. 1986. "Where (o What) in the world is volcanic hazard management. In Mount St. Helens Five Years Later. Ed. by S.A.C. Keller. USA. p. 395-398.
- Delgado-Granados H., Martin del Pozzo A. L. 1993. Pliocene to Holocene volcanic geology in the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. Geofísica Internacional, 32(3): 511-522,.
- De la Cruz-Reyna S. 1995. Un código de alerta para el manejo de emergencias antes y durante potenciales erupciones del volcán Popocatepetl. 1995. CENAPRED (Ed.). Volcán Popocatepetl, estudio realizados durante la crisis 1994-1995. Comité Científico Asesor CENAPRED-UNAM. CENAPRED-Secretaría de Gobernación. México. 327-333.
- Díaz S., J. 1998. Evaluación del potencial acuicola costero mediante la aplicación de un Sistema de Información Geográfica: Dos estudios de caso en Oaxaca y Chiapas. Tesis de Licenciatura. Fac. de Filosofía y Letras. UNAM. 145 pp.
- Díaz Salgado J y López Blanco J. 2000. Evaluación del potencial para acuicultura costera de camarón en el entorno de la laguna de Mar Muerto, mediante la aplicación de técnicas de análisis multicriterio con un SIG. Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de

Geografía UNAM. 41:62-80.

-Díaz Salgado J y López Blanco J. 2001. Aplicación de técnicas de análisis multicriterio con SIG para la delimitación de áreas con potencial para la acuicultura costera de camarón en la zona Pacífico Sur de México. *Quivera Revista de Estudios Territoriales* 3(5): 7-27, UAEM, México.

-Dobran F., Neri A., Tedesco M. 1994. Assess in the pyroclastic flow hazard at Vesuvius. *Nature*. 367: 551-554.

-Eastman J.R. 1997. *IDRISI for Windows. User's Guide, Version 2.0*. Clark Laboratories for Cartographic Technologies and Geographic Analysis. Clark University, Worcester MA 201 pp.

-Elías-Herrera M. 1993. *Estratigrafía y recursos minerales del Estado de México*. Gob. del Estado de México. Dir. General de Industria, Minas y Artesanías. Instituto de Geología. UNAM. 356 pp. 4 mapas.

Espinoza-Rodríguez L. M. 2003. Elementos geomorfológico-cuantitativos del piedemonte nororiental del volcán Nevado de Toluca. *Ergo Sum. UAEM*. 10(2): 187-195.

-Fisher, R.V. 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Vol. and Geoth. Res.* 6: 305-318.

-Fisher R.V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*. 11:273-274

-Fisher R.V. and U. Schmincke. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlang. Germany. 472 pp.

-Fonseca R.: 2003. Efectos Ambientales de la Erupción de 1913, del Volcán de Colima, Proyecciones a Futuro. Tesis de Maestría. Colegio de Geografía. UNAM. 90 pp.

-Forgione G., Luongo G. and Romano R. 1989. Mount Etna (Sicily): Volcanic hazard assessment." In: *Volcanic Hazards*. Ed. by John H. Latter. IAVCEI Proceedings in *Volcanology* (1). p. 137-150.

-Fournier D'Albe E.M. 1979. Objectives of volcanic monitoring and prediction. *J. Geol. Soc. London*. 136:321-326.

-Francis P.W. 1995. *Volcanoes. A planetary perspective*. Oxford University Press. New York.. 443 p.

-García-Palomo A. 1998. Evolución Estructural en las Inmediaciones del Volcán Nevado de Toluca, Edo. de México. Tesis de Maestría. UNAM. 112 pp.

- García-Palomo A.; Macias J.L.; Garduño V.H.. 2000. Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico". *Tecnophysics*. 318: 281-302.
- García-Palomo A.; Macias J.L.; Arce J.L.; Capra L.; Garduño V.H.; Espíndola J.M.. 2002. Geology of the Nevado de Toluca Volcano region, and surrounding areas, central Mexico. Geological Society of American Map and Chart Series. 1-48
- Gómez-Fernández F.1995. Los sistemas de Información Geográfica (GIS) en la Evaluación del Riesgo Volcánico. En Riesgo Volcánico. Ramón Ortiz (Ed).. Serie Casa de los Volcanes. Cabildo de Lanzarote. 5:123-153.
- Gómez-Fernández F. 1998. Development of a volcanic risk assessment. Information System for the prevention and management of volcanic crisis: stating the fundamentals. In GIS Technologies and their environmental applications. Brebbia y Pascolo (Eds.). Computational Mechanics Pubs. 111-120.
- Gómez-Fernández F. 2000. Contribution of Geographical Information Systems to the prevention and management of volcanic crisis. *Natural Hazards*. 21: 347-360.
- Hall, M. "The 1985 Nevado Ruiz eruption: scientific, social and governmental response and interaction before the event" In GeoHazards natural and man made. Ed. G.J.H. McCall, D.J.C. Laming, S.C. Scott. p. 43-52.
- Hall M., Mothes P., Hidalgo S. y Andrade D. 2005. Historia Volcánica del Volcán Cotopaxi – Ecuador. Instituto Geográfico Militar, Quito Ecuador.
- Hall M., Robin C., Beate B., Mothes P. Monzier M. 1999. Volcán Tungurahua (Ecuador): Structure, eruptive history and hazard assessment. *J. Volcanology Geotherm. Res* 91: 1-21.
- Heine K., 1976. "Blockgletscher und blockzungen-Generation an Nevado de Toluca, Mexico". *Die Erde*, p. 330-352.
- Heine K., 1988. "Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes". *Die Geowissenschaften*, 7: 197-205.
- Heywood I., Oliver J., Tomlinson S.: 1995, Building an exploratory multi-criteria modeling environment for spatial decision support. In: Fisher, P. (Ed.), *Innovations of GIS* 2. Taylor and Francis, Leicester, UK, pp. 127–136.

- Hoblitt R.P., Miller C.D., Vallance J. 1981. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 direct blast in The 1980 eruption in Mt. St. Helens, Washington, edited by P.W Lipman and D.R. Mullineaux. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper.* 1250: 401-419.
- Hoblitt R.P., Walder J.S., Driedger C.L., Scott K.M., Pringle P.T., Balance J.W.. 1995. "Volcano hazards from Mount Rainier, Washington." U.S. Department of The Interior. U.S. Geological Survey. Open-File Report 95-273. 10 p.
- INEGI. 2001a. Anuario Estadístico del Estado de Guerrero. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, 582 pp.
- INEGI 2001b. Anuario Estadístico del Estado de México. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, 612 pp.
- INEGI 2001c. Anuario Estadístico del Estado de Morelos. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, 458 pp.
- ITC. 1998. ILWIS, The Integrated Land and Water Information System User(s Manual. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, The Netherlands, 511 pp.
- Janssen R., Rietved P. 1990. Multicriteria analysis and GIS: an application to agriculture landuse in the Netherlands. In: Scholten, H., Stilwell, J. (Eds.), *Geographical Information Systems for Urban and Regional Planning*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, pp. 129–138.
- Joerin F., Thériault M., Musy A. 2001. Using GIS and outranking multicriteria analysis for land-use suitability assessment. *International Journal of Geographical Information Science* 15 (2), 153–174.
- Jones A.C. 1995. "Improvement of volcanic hazard assessment techniques using GIS: a case study of Mount Etna, Sicily." En Innovations in Gis2. Fisher P. Ed. Cap. 18. p. 225-231.
- Kadomura H., H. Okada, T. Imagawa, I. Moriya, H. Yamamoto. 1983. "Erosion and mass movements on Mt. Usu accelerated by crustal deformation that accompanied its 1977-1982 volcanism." *Natural Disaster Science.* 5(2): 33-62.
- Kilburn C.R.J, H. Pinkerton L. Wilson. 1995. "Forecasting the behaviour of lava flows". In *Monitoring Active volcanoes* Ed. by Bill McGuire, Christopher R.J. Kilburn, John Murray. University London College. p. 346-367.
- Latter JH (Ed.). 1989. Volcanic Hazard. *Assessment and Monitoring*. IAVCEI Proceedings

in *Volcanology* 1. Springer-Verlag. 625 pp.

-Lugo Hubp José. 1988. Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos Cartográficos). Instituto de Geografía. UNAM.

-Macedonio G., M.T. Pareschi, R. Santacrose. 1988. "Volcanic hazard from tephra fallout and flowage during the next eruption of Vesuvius". *Kagoshima International Conference on Volcanoes*. Preceedings. Julio 19-23. p. 487-490.

-Macias JL, Carrasco G, Delgado H, Martin del Pozo AL, Siebe C, Hoblitt RP, Sheridan MF y Tilling R.I. 1995. *Mapa de Peligros del Volcán Popocatepetl*, IGF-UNAM, México.

-Macias J.L., García-Plomo A, Arce J.L., Siebe C., Espíndola J.M., Komorowski J. C., y Scott K. 1997. "Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central Mexico". *BYU Geology Studies*. Vol. 42 Part I: 493-528

-Macias J.L., Carrasco G. y Siebe C.. 1996. "Zonificación de peligros volcánicos del Popocatepetl." CENAPRED (Ed.). Volcán Popocatepetl, estudio realizados durante la crisis 1994-1995. Comité Científico Asesor CENAPRED-UNAM. CENAPRED-Secretaría de Gobernación. México. p. 79-91.

-Macias J.L., Carrasco G., Delgado H., Martin del Pozo A.L., Siebe C., Hoblitt R.P., Sheridan M.F. y Tilling R.I. 1995. Mapa de Peligros del Volcán Popocatepetl. Instituto de Geofísica UNAM. México. Escala 1:250,000

-Macías, J.L., Espíndola, J.M., García-Palomo, A., Scott, K.M., Hughes, S., and Mora, J.C. 2000. Late Holocene Peléan style eruption at Tacaná Volcano, Mexico/Guatemala: Past, present, and future hazards. *Bulletin of the Geological Society of America*, 112 (8): 1234-1249.

-Major J.J. y C.G. Newhall. 1989. "Snow and Ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods." *Bull. Volcanology*. 52:1-27.

-Malczewski J.A.: 1996, GIS-based approach to multiple criteria group decision-making. *International Journal of Geographical Information Science* 10 (8), 955-975.

-Malin M.C., Sheridan M.F. 1982. "Computer-Assisted mapping of pyroclastics surges." *Science*. 217: 637-640.

-Martin del Pozo A.L. 1982. Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, México. *Bull. of Volcanology*. 45(1): 9-23.

- Martin del Pozo A.L., Sheridan M.F., Barrera D., Lugo-Hubp J., Vázquez-Selem L.. 1995. Mapa de Peligros del Volcán de Colima. Instituto de Geofísica UNAM. México. Escala 1:70,000. IGF-UNAM, México.
- Matsushita Tadahiro. 1988. "Disasters in volcanic areas and their prevention measures." *Kagoshima International Conference on Volcanoes*. Preceedings. Julio 19-23. p. 573-575.
- Mattioli G.S., P.E. Jansma, L. Jaramillo, A.L. Smith. 1996. "A desktop image and photogrametric method for rapid volcanic hazard mapping: aplicacion to air-photo interpretation of mount Pelée, Martinique." *Bull Volcanol.* 58: 401-410.
- Mercado R. y W.I. Rose. 1995. "Reconocimiento Geológico y Evaluación Preliminar de la peligrosidad del Volcán Tacana, Guatemala-México." *Geof. Internacional.* 31-3: 205-237.
- Metcalf S., Street-Perrott E., Alayne F., Perrott A. R., Harkness D. D. 1984. "Paleolimnology of the Upper Basin Lerma, Central Mexico: a record of climatic change and antropogenic disturbance since 11 600 B.P." *J. Of Paleolimnology.* 5: 197-218.
- Miller C.D. 1980. "Potential hazards from future eruptions at Mount Shasta Volcano." *Geological Survey Bulletin.* No. 1503. 30 p.
- Mora-Alvarez G., Caballero-Miranda C., Urrutia-Fucugachi J., Uchiumi S. 1991. Southwart migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces Basin of Mexico? – a preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study. *Geofísica Internacional* 30:61-70.
- Mora, J.C., Macías J.L., García-Palomo A., Espíndola J.M., Manett P., and Vaselli O. 2004. Petrology and geochemistry of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala: Evidence for the last 40 000 yr of activity. *Geofísica Internacional* 43 3: 331-359. 2004
- Morán-Zenteno D., Alba-Aldadave L.A., Martinez-Serrano R., Reyes-Salas M. Corona Esquivel R., Ángeles-García S. 1999. "Stratigraphy, Geochemistry and Tectonic significance of the Tertiary volcanic sequence of the Taxco-Tilzapotla Region, Southern Mexico. En Aguirre-Diaz, G. Y Ferrari L. (Eds.) "Evolución Tectónica y Magmática de México durante el Cenozoico. Volumen Especial. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, p. 167-180.
- Mooser, F., A. Nairn, J. Negendank, 1974. "Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary rocks. VIII A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of México". *Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band.* Stuttgart, 63: 451-483.

- Mosser F. 1996. Geología de las Cuencas de Toluca , México y Puebla. Comisión Federal de Electricidad. 28p. 36 mapas.
- Mothes, P., Castro, M., Samaniego, P., Hall, M., Hidalgo, X., Galárraga, R., Yepes, H., Coello, X., Andrade, D. Ruiz, A. 2004. Recent Modeling of Cotopaxi Lahars, Ecuador. Abstrat: IAVCEI General Assembly 2004—Nov. 14
- Mothes P., Hall M. Janda R. 1998. The Enormous Chillos Valley Lahar: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 59, 233-244.
- National Land Agency Government of Japan. 1992. Guidelines for preparing Volcanic Hazard Maps. Earthquake Disaster. Countermeasures Division, Disaster Prevention Bureau, National Land Agency. 58 p.
- Newhall C.G. and Self S. 1982. "The Volcanic Explosivity Index (VEI): and estimate of explosive magnitude for historical volcanism." *J. of Geophys Res.* 87:1231-1238
- Newhall C.G. and R.S. Punongbayan. 1996. "The narrow margin of successful volcanic risk mitigation". In Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Ed. by Scarpa y Tilling. Sringer-Verlag Berlin. p. 807-838.
- Newton A.J. and Metcalfe S. E.. 1999. "Tephrochronology of the Toluca Basin Central Mexico." *Quaternary Sciences Reviews*. 18:1039-1059.
- Norini G., Groppelli, Capra L., Beni E. 2004. Morphological analysis of Nevado de Toluca (Mexico): new insights into the structure and evolution of an andesitic and dacitic stratovolcano. *Geomorphology*. 62: 47-61.
- Ordóñez C., Martínez-Alegría R. 2003. Sistemas de Información Geográfica. Aplicaciones prácticas con Idris32 al análisis de riesgos naturales y problemáticas ambientales. Ed. Alfaomega-Ra-Ma. 227 p.
- Palacio J.L. 1988. "Destrucción de tierras en el flanco oriental del Nevado de Toluca, el caso de la cuenca del Arroyo el Zaguán." *Bol. Instituto de Geografía. UNAM*. 18: 9-29.
- Paladio-Melosantos Ma., R. Solidum, W.E. Scott, R. Quiambao, J. Umbal, K. Rodolfo, B. Tubianosa, P. J. De Los Reyes, R. Alonso, H. Ruelo. 1996. "Tephra falls of the 1991eruptions of Mount Pinatubo." In C. G. Newhall y R. S. Punongbayan. Eds. *Fire and Mud. Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. p. 513-535.

- Parra, E. y Cepeda H.. 1990. "Volcanic hazard maps of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 42: 117-127.
- Parra, E.; Cepeda H. y Thouret J.C.. 1986. "Mapa actualizado de amenaza volcánica potencial del Nevado del Ruíz. INGEOMINAS. Bogotá, Colombia. Escala 1: 100 000.
- Parra, E.; Cepeda H. y Thouret J.C.. 1990. "Volcanic Hazard Maps of the Nevado del Ruíz." *Journal of volcanology and Geothermal Research*. 42: 117-127.
- Pereira, J.M.C., Duckstein, L. 1993. A multiple criteria decision-making approach to GIS-based land suitability evaluation. *International Journal of Geographical Information Science* 7 (5), 407-424.
- Peterson D.W. 1988. "Hazards from lava flows and tephra falls." *Kagoshima International Conference on Volcanoes*. Preceedings. Julio 19-23. p. 384-387.
- Peterson D.W. 1988. "Volcanic hazards and public response." *J. Geoph. Res.* 93B5: 4161-4170.
- Peterson D.W. 1996. "Mitigation measures and preparedness plans". In Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Ed. by Scarpa y Tilling. Springer-Verlag Berlin. p. 701-718.
- Pierson, T.C. y Costa. E.W. 1987. A rheological classification of subarial sediment-water flows." In: *Reviews in Engineering Geology. Geol. Soc. Am.* 7: 1-12.
- Pierson, T.C., Daag A., De Los Reyes P. J, Regalado M. T., Solidum R. and Tubianosa B. 1996. "Flow and deposition of posteruption hot lahars on the east side of Mount Pinatubo, July-October 1991." In C. G. Newhall y R. S. Punongbayan. Eds. *Fire and Mud. Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. p.921-950.
- Rodriguez E., S. 1995. "Consideraciones preliminares sobre riesgo en el volcán de Colima." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 21-1:47-51.
- Rojas B., Irma A. 1988. Proposición Metodológica para el análisis de la Geografía del Riesgo. Tesis de Licenciatura. Colegio de Geografía. Fac. de Filosofía y Letras. UNAM. Ineditó. 187 p.
- Rose, W.I. y Mercado R.. 1986. "Misión al Volcán Tacana". Reporte a UNDR0/OFDA. *Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH, Guatemala)*. 40 p. Escala del Mapa 1:50,000.

- Rosi, M, y Santacroce R.. 1994. "Volcanic hazard assessment in the Phlegraean Fileds: A contribution based on stratigraphic and historical data." *Bull. Vulcanol.* 47(2): 359-370.
- Rosi, M. 1996. "Quantitative reconstruction of recent volcnic activity: A contribution to forecasting of future eruptions." In Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Ed. by Scarpa y Tilling. Sringer-Verlag Berlin p. 631-674.
- Saaty T.L. 1980 The Analytic Hierarchy Process. *Planning, Priority Setting Resource Allocation*. McGraw-Hill. 287 pp.
- Samaniego, P., Mothes, P., Schilling, S., Hall, M., Yepes, H., Aguilar, J. 2004. LAHARZ hazard maps of the Northern Drainage of Cotopaxi Volcano, Ecuador. IAVCEI General Assembly 2004—Nov. 14-19, Pucón, Chile.
- Samaniego P., Eissen J.P., Le Pennec J.L., Hall M., Monzier M., Mothes P., Ramón P., Robin C., Egred J., Molina I. Yepes H. 2003. Los peligros volcánicos asociados con el Tungurahua. Serie: Los peligros volcánicos en el Ecuador, No. 1. Corporación Editora Nacional, IG-EPN, IRD, 100 p.
- Sánchez-Rubio, G., 1978. "Notas sobre la vulcanología cenozoica de la región entre Temascaltepec y La Marquesa, Edo. de México". Libro guía de la excursión a Tierra Caliente, Edos. de Guerrero y México. IV Conv. Geológica Nacional. Soc. Geológica Mexicana, p. 26-32.
- Sánchez-Rubio, G., 1983. "Cenozoic volcanism in the Toluca-Amealco Region. Central Mexico." Tesis de Maestría, Univ. de Londres (Inédita), 275 p.
- Scarpa y Tilling (Eds). 1996. Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 841p.
- Scott W.E. 1993. Zonificación de los peligros volcánicos y predicciones a largo plazo.". En Tilling RI (Ed) Beate B (Trad.). 1993. *Los Peligros Volcánicos*. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos. Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra. WOVO, IAVSEI, pp. 25-50.
- Scott, W.E. 1993. " Los Peligros Volcánicos.". Los Peligros Volcánicos. Apuntes para un curso breve sobre Peligros Volcánicos. Tilling, R.I. Ed., B. Beate. Trad Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos. Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra. *WOVO. IAVSEI* p. 9-24.
- Scott, W.E., Iverson, R.M., Schilling, S.P., and Fischer, B.J., 2001. Volcano Hazards in

the Three Sisters Region, Oregon *USGS Open-File Report 99-437*

-Scott, W.E., Iverson, R.M., Vallance, J.W., and Hildreth, W. 1995. Volcano Hazards in the Mount Adams Region, Washington *USGS Open-File Report 95-492*

-Scott, W.E., Pierson, T.C., Schilling, S.P., Costa, J.E., Gardner, C.A., Vallance, J.W., and Major, J.J., 1997, Volcano Hazards in the Mount Hood Region, Oregon *USGS Open-File Report 97-89*

-Schlaepfer, C., 1968. "Resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y los Estados de México y Morelos." Carta Geologica. Hoja México 14Q-h(5). Serie 1: 100 000. Instituto de Geología, UNAM.

-Sedov S.; E. Solleiro; J. Gama-Castro; E. Vallejo; y A. González. 2001. "Buried paleosoils of the Nevado de Toluca: and alternative record of late Quaternary environmental change in central Mexico." *Journal of Quaternary Science*. 16(4): 375-389.

-Sheridan M.F., J.L. Macias. 1995. "Estimation of risk probability for gravity-driven pyroclastic flows al Volcan Colima, Mexico. *Jour. Vol. and Geotherm. Res.* 66:251-256.

-Sheridan MF, Carrasco-Nuñez G, Hubbard BE, Siebe C, Rodríguez Elizarraráz S (2001) *Mapa de Peligros del Volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba)*, Escala 1:250,000, UNAM, CUPREDER, UAP, Gobierno del Estado de Veracruz, México.

-Sheridan, M.F. y M.C. Malin. 1983. "Application of computer-assited mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari and Vesuvius." *Journal of Volcano. and Geoth. Res.* 17: 187-202.

-Sheridan, M.F., F. Barberi, M. Rosi and R. Santacroce. 1981. A model for plinian eruption of Vesuvius. *Nature*. 289: 282-285.

-Sheridan MF, Carrasco-Nuñez G, Hubbard BE, Siebe C, Rodríguez Elizarraráz S.2001. *Mapa de Peligros del Volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba)*, Escala 1:250,000, UNAM, CUPREDER, UAP, Gobierno del Estado de Veracruz, México.

-Shimozuru, D. 1996. "Volcanic emergency manegement in Japan: Case histories of Isu-Oshima and Unzen." In Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Ed. by Scarpa y Tilling. Sringer-Verlag Berlin p. 787-806.

-Siebert, L. 1984. "Large volcanic deberis avalanches: characterictics of source areas, deposits, and associated eruptions." *Jour. Vol. and Geotherm. Res.* 22: 163-197.

- Siebert, L. 1996. "Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena." In Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Ed. by Scarpa y Tilling. Springer-Verlag Berlin. p. 541-572.
- Simkin, T., y K.A. Howard. 1970. "Caldera collapse in the Galapagos Island, 1968" *Science*. 169: 429-437.
- Smith, K. 1996. GeoHazards. Assessing risk and reducing disaster. Routledge. London. 389 p.
- Solleiro R.E.; J. Gama-Castro; S. Sedov; L.D. Sulerzhitsky and J.L. Macias. 2004. "Quaternary pedostratigraphy of the Nevado de Toluca volcano". *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 21(1): 101-109.
- Sparks, R.S.J. y Walker. G.P.L. 1973. "The ground surge deposit; a third kind of piroclastic rock." *Nature*. 241:62-64.
- Stieltjes L et Mirgon C. 1998. *Approche méthodologique de la vulnérabilité aux phénomènes volcaniques*. Test d'application sur les réseaux de la Martinique. Rapport de synthèse. Rapport BRGM. R40098. 218 pp. 65 figures, 40 tableaux, 6 annexes.
- Stothers, R.B., M.R. Rampino, S. Self and J.A. Wolff. 1989. "Volcanic winter? Climatic effects of the largest volcanic eruptions." In *Volcanic Hazards. IAVCEI Proceedings in Volcanology (1)*. John H. Latter (Ed.) Springer-Verlag Berlin Heidelberg. p. 3-9.
- Susuki H., Myamoto K. 1988. "Investigation of the movements of volcanic deposits for disaster prevention." *Kagoshima International Conference on Volcanoes*. Proceedings. Julio 19-23. p. 646-648.
- Swanson D.A.; T.J. Casadeval; T.A. Dzurisin; R.T. Holcomb; S.D. Malone; S.C. Weaver. 1985. "Forecast and predictions of eruptive activity at Moutn St. Helens, Washignton (USA), 1975-1984. *Jour. Geodynamics*. 3: 397-423.
- Tazzief, H., and Sabroux J.-C. (Eds.). 1983. Forecasting Volcanic Events, Development in Volcanology. (1). Elsevier Pubs. The Netherlands. 635 p.
- Tilling R. I., P.L. Lipman. 1993. "Lessons in reducing volcano risk." *Nature*. 364:277-280
- Tilling RI (Ed.) B. Beate (Trad.). 1993 *Los Peligros Volcánicos*. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos. Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra. WOVO. IAVSEI. 125 pp.

- Tilling RI. 1993. Introducción y Marco General. En Tilling RI (Ed.) B. Beate (Trad.). *Los Peligros Volcánicos*. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos. Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra. WOVO. IAVSEI. 1: 1-8.
- Tilling. R. 1989. "Volcanic Hazards and their mitigation: progress and problems." *Reviews of Geophysics. American Geophysical Union*. 27(2):237-269.
- Tolson, G. 1993. Structural geology and tectonic evaluation of the Sta. Rosa area, SW Mexico State, Mexico. *Geofísica Internacional*. 32(3): 397-413.
- Torrieri F., G. Concilio and P Nijkamp. 2002. Decision Support Tools for Urban Contingency Policy. A Scenario Approach to Risk Management of the Vesuvio Area in Naples, Italy. *Journal of Contingencies and Crisis Management* 10(2): 95-112.
- Tricart J. 1974. Structural Geomorphology. Longman. Great Britain. 305 p.
- Uehara S., Kumagai T., Takahashi H., Kishi S. Ohkura H., Yazaki S., Morohoshi T. 1988. *Kagoshima International Conference on Volcanoes*. Preceedings. Julio 19-23. p. 404-406.
- Ui T., Susuki K. 1988. Pyroclastic flows: their behaviors and hazards. *Kagoshima International Conference on Volcanoes*. Preceedings. Julio 19-23. p. 388-390.
- Ui, T. 1983. "Volcanic dry avalanche deposits - Identification and comparison with volcanic debris stream deposits." *Journal of Volc. And Gethrm. Res*. 18: 135- 150.
- Ui, T. 1989. "Discrimination between debris avalanche and other volcanoclastic deposits." In *IAVCEI Proceedings in Volcanology*. John LatTer (Ed.) Volcanic Hazards.
- UNDRO. 1982. "Natural Disasters and vulnerability analysis." Geneva: Office of the United Nations Disaster Relief Co-ordinator.
- UNDRO/UNESCO. 1985 Volcanic Emergency Management. United Nations. New York. 86 pp.
- Valenzuela R.C. and Baumgardner M. 1990. Selection of appropriate cell sizes for thematic maps. *ITC Journal* 3:219-224.
- Vasquez S. E., Jaime-Palomera R. 1989. Geología de la cuenca de México. *Geofísica Internacional*. 28(2):133-190.
- Verstappen H.Th. 1992. "Volcanic hazards in Colombia and Indonesia: lahars and related phenomena." In Geohazards natural and man made. Ed. G.J.H. McCall, D.J.C. Laming, S.C. Scott. p.33-42.

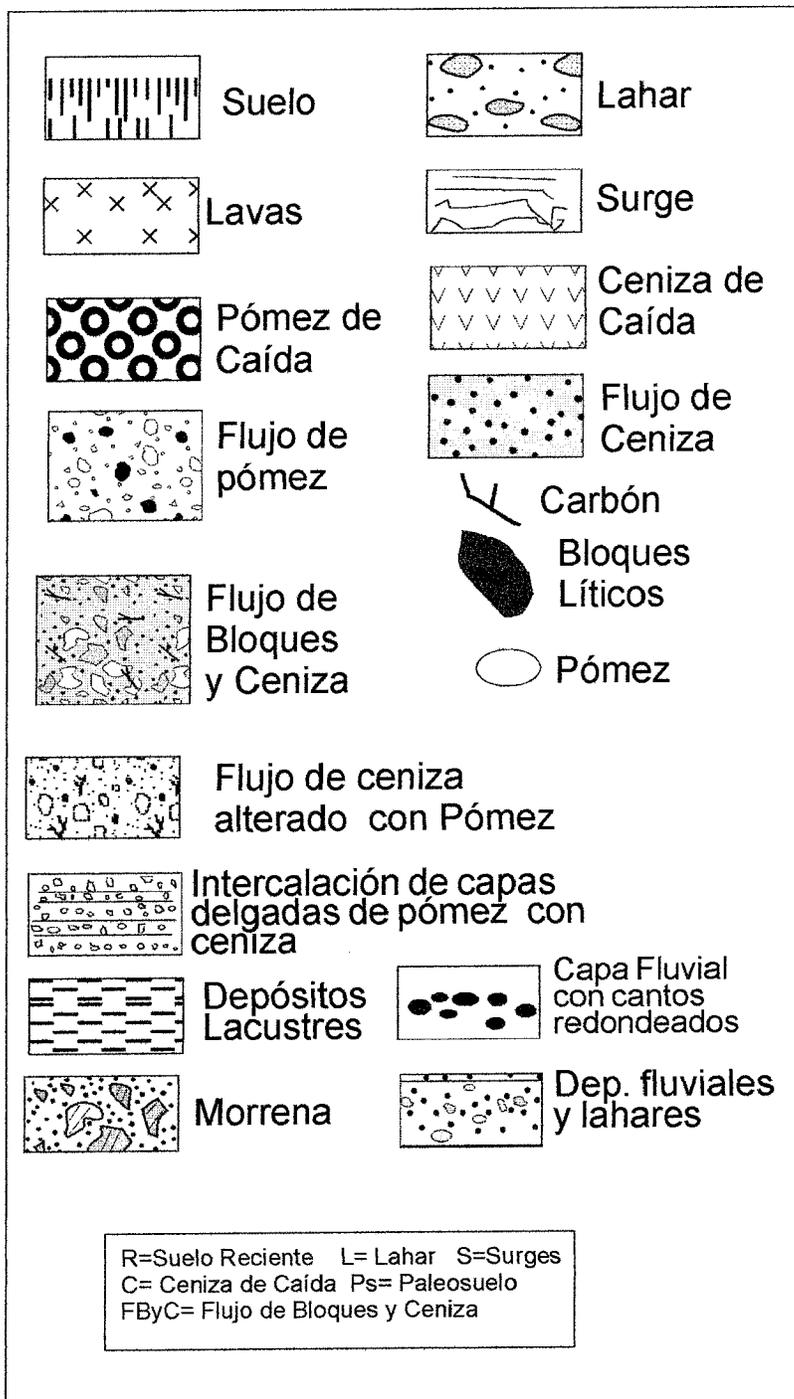
- Vertstappen H. Th. 1992. "El concepto de la Geomorfología Aplicada. Ejemplos de Colombia Indonesia y Thailandia". Pub. en Estudios de Geomorfología en España. Eds. F. López Bermúdez, C. Conesa García, M.A. Romero Díaz. *II Reunion Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología. 22 p.
- Vertstappen H. Th. 1993. "Geomorphological Remote Sensing and The Study of Environment.". *Estrato dali Atti del V Convegno Nazionale Associazione Italiana Telerilevamento*. Editrice progetti. 12 p.
- Vidal R., I. Ortiz y R. Álvarez. 1996. "Población expuesta en las proximidades del volcán Popocatépetl." CENAPRED (Ed.). Volcán Popocatépetl, estudio realizados durante la crisis 1994-1995. Comité Científico Asesor CENAPRED-UNAM. CENAPRED-Secretaría de Gobernación. México. p. 99-108
- Wadge G., M.C. Isaacs. 1988. "Mapping the volcanic hazards from Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies using an image processor." *Journal of the Geological Society, London*. 145: 541-551.
- Wenger D. 1988. "Volcanic disaster prevention, warning, evacuation and rescue." . *Kagoshima International Conference on Volcanoes*. Preceedings. Julio 19-23. p. 682-685.
- Westen, C.J. van 1994. "GIS and landslide hazard zonation: a review, with examples from the Andes of Colombia". In *Mountain Enviroments Geographyc Information Systems*. Ed. By martin F. Price and D. Ian Heywood. Taylor and Francis UK and USA. P.135-165.
- Westen C.J. Van. 1997. Hazard, vulnerability and risk analysis. In *ILWIS for Windows. Applications Guide*. ITC. The Netherlands, pp. 1-18.
- Westercamp, D. 1980. "Une méthode d'évaluation de zonation de risques volcaniques á la Soufrière de Guadeloupe, Antilles Françaises". *Bull. Vulcanol*. 43(2): 431-452.
- Westercamp D (1982) The five components of volcanic risk. *Impact of Sci. in Society*. 32(1): 43-57.
- Westerncamp, D. y Traineau H. 1983. " The past 5,000 years of volcanic activity al Mt. Pelée Martinique (F.W.I.) Implications for assessment of volcanic Hazards.
- Wohletz K.H. y Sheridan M.F.. 1979. "A model of Pyroclastic Surge." *Geological Society of America*. Special Paper 180: 177-194.

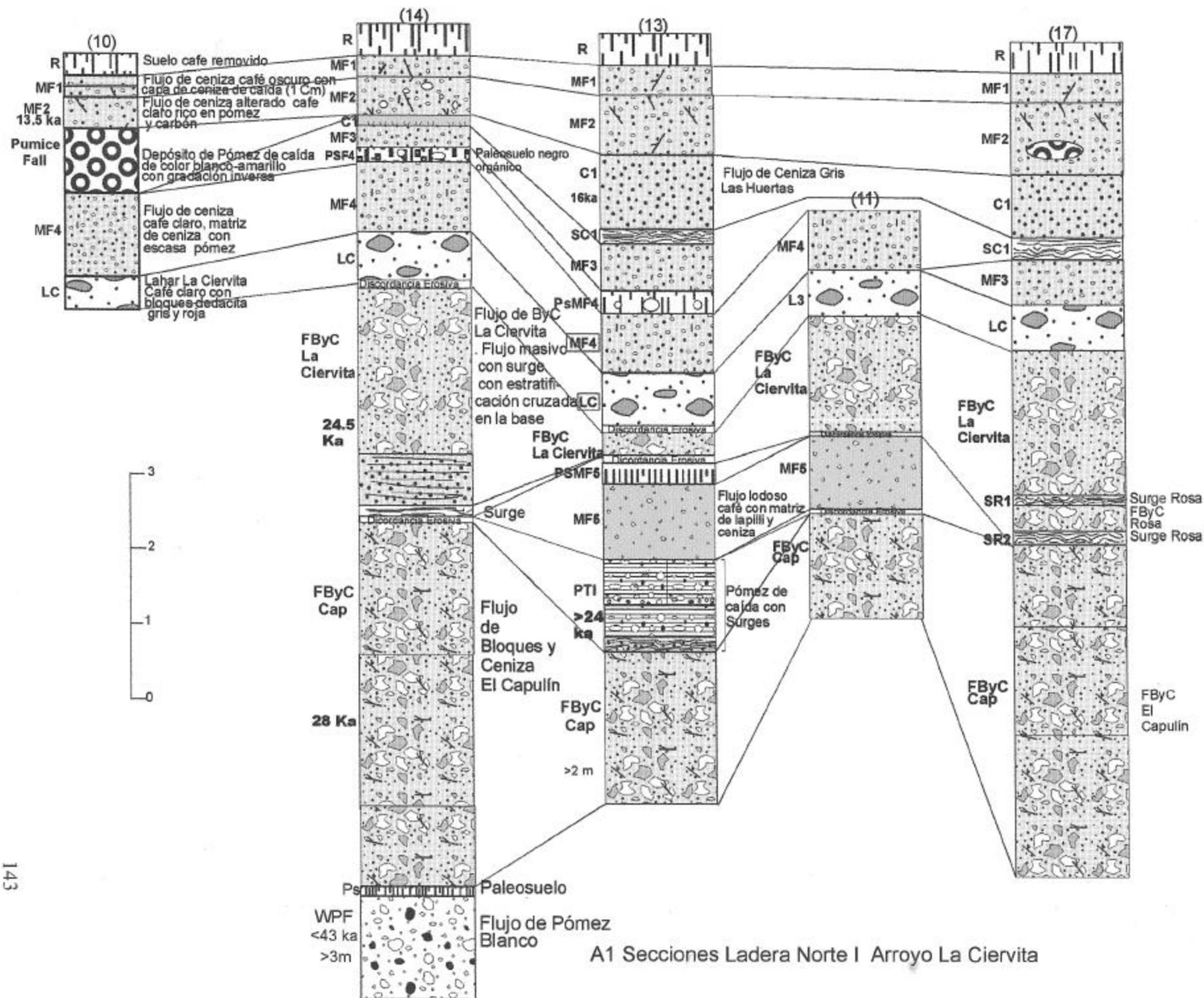
Wright, T.L., and Pierson, T.C. 1992. Hazard-Zone Maps and Volcanic Risk. Living With Volcanoes: The U.S. Geological Survey's Volcano Hazards Program: U.S. Geological Survey Circular 1073, 57p.

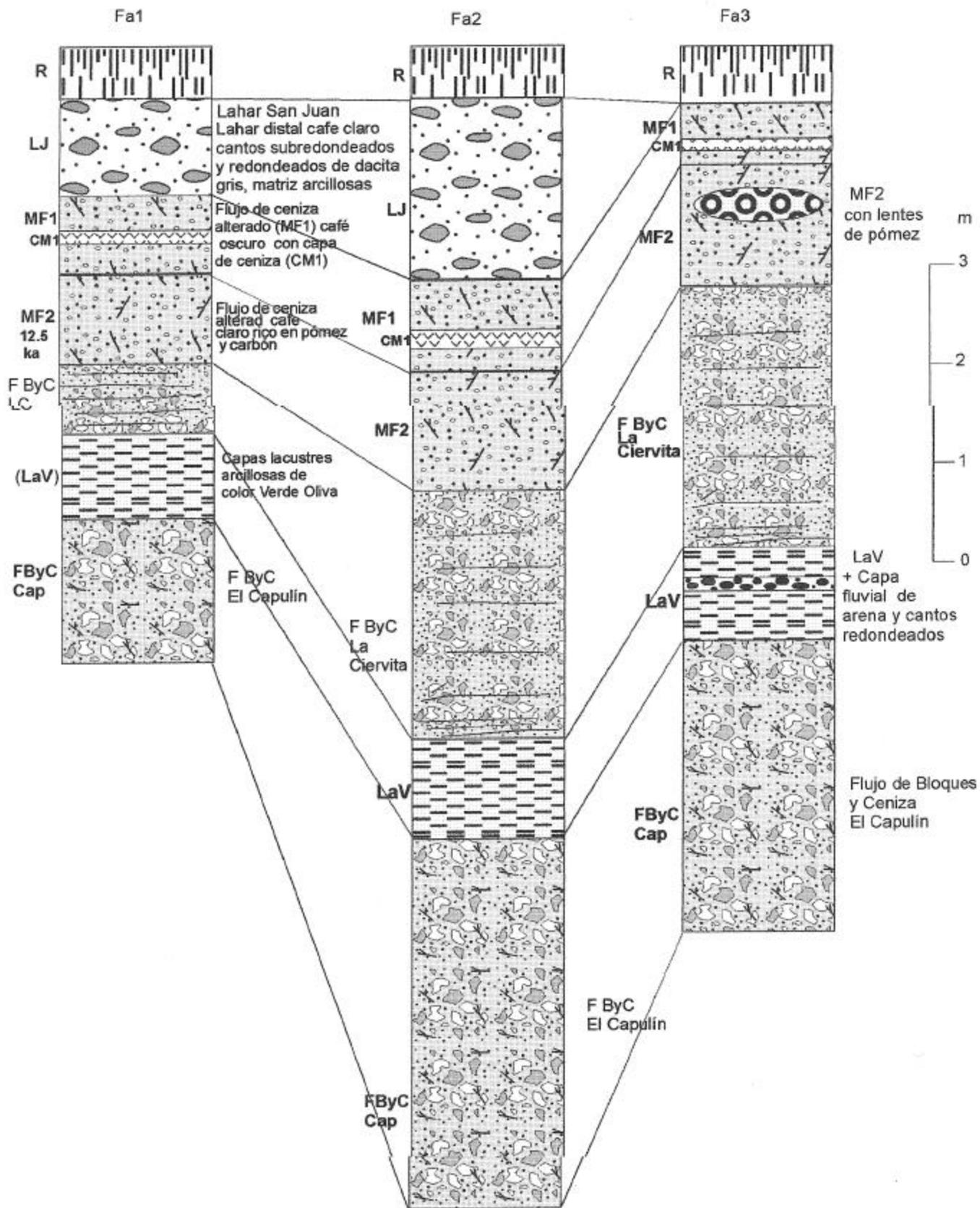
-Yokoyama I, Tilling RI and Scarpa R. 1984. International Mobile Early-Warning Systems for volcanic eruptions and Related Seismic Activities. UNESCO-Paris, 2106-82-01(2286), 102 pp.

Apendice I Secciones Estratigraficas

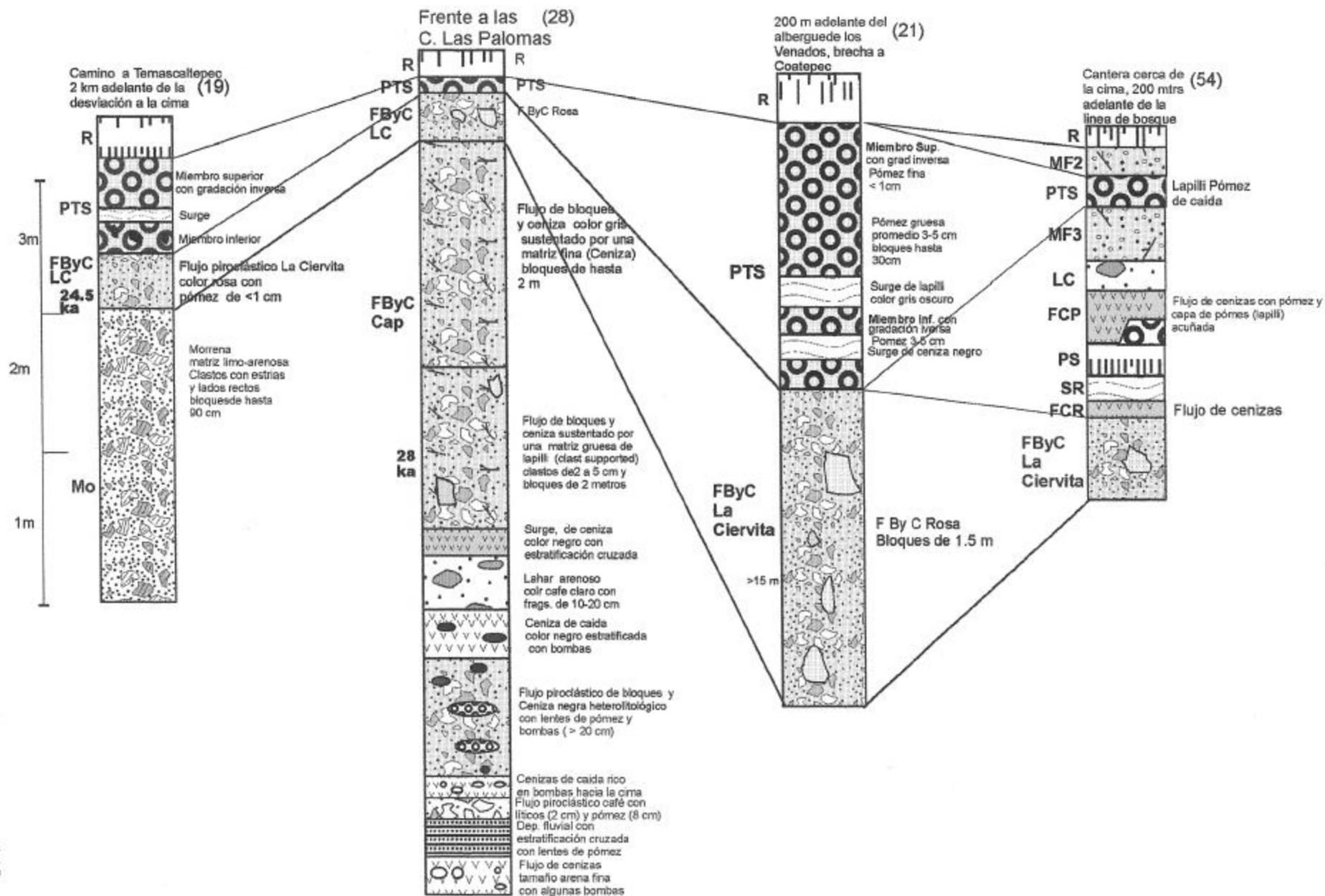
Nota: Los números que aparecen en la parte superior de las columnas estratigráficas corresponden a su localización en la figura 6.



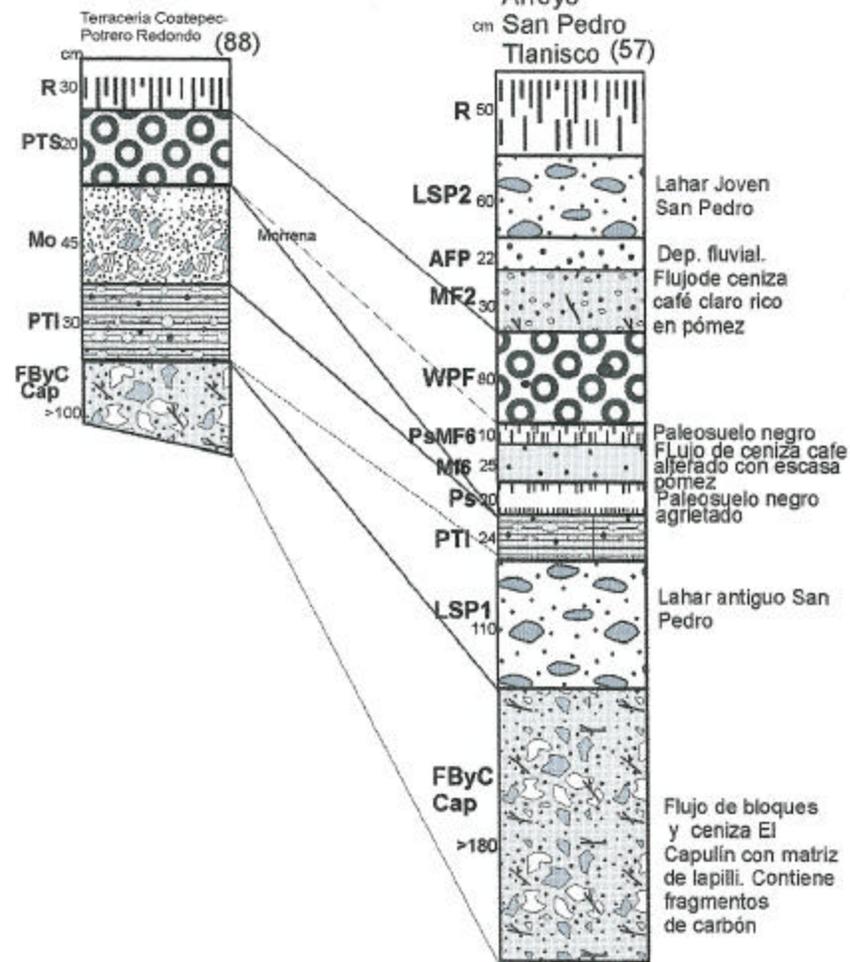
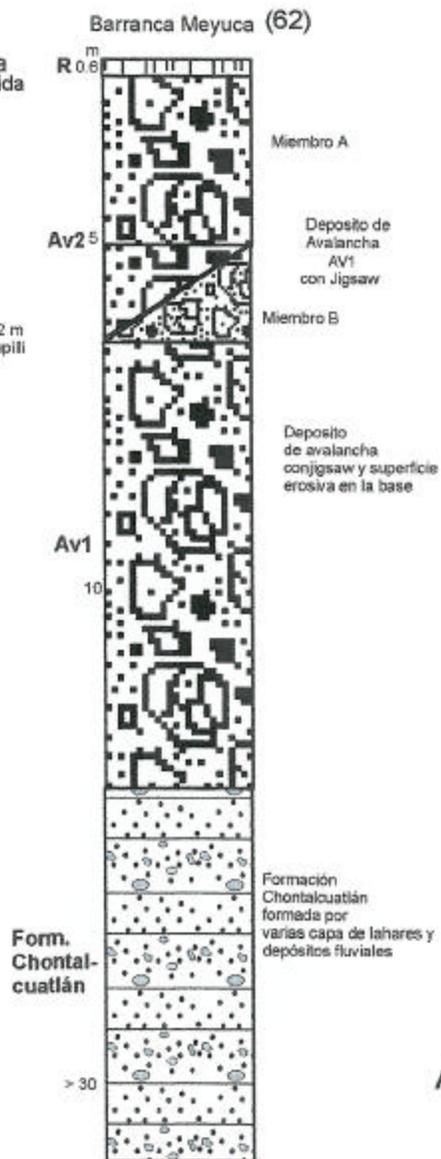
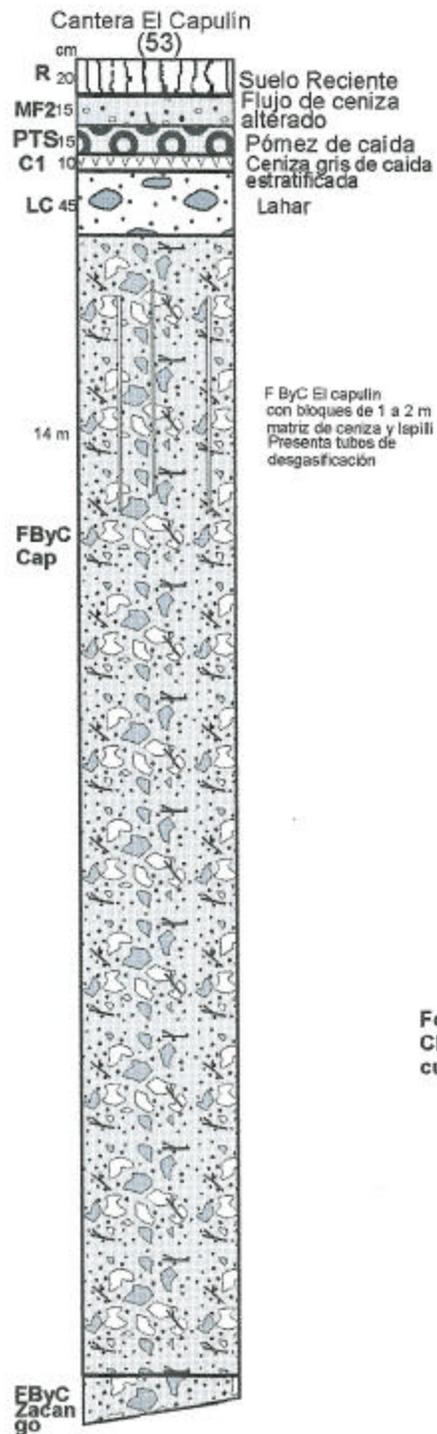




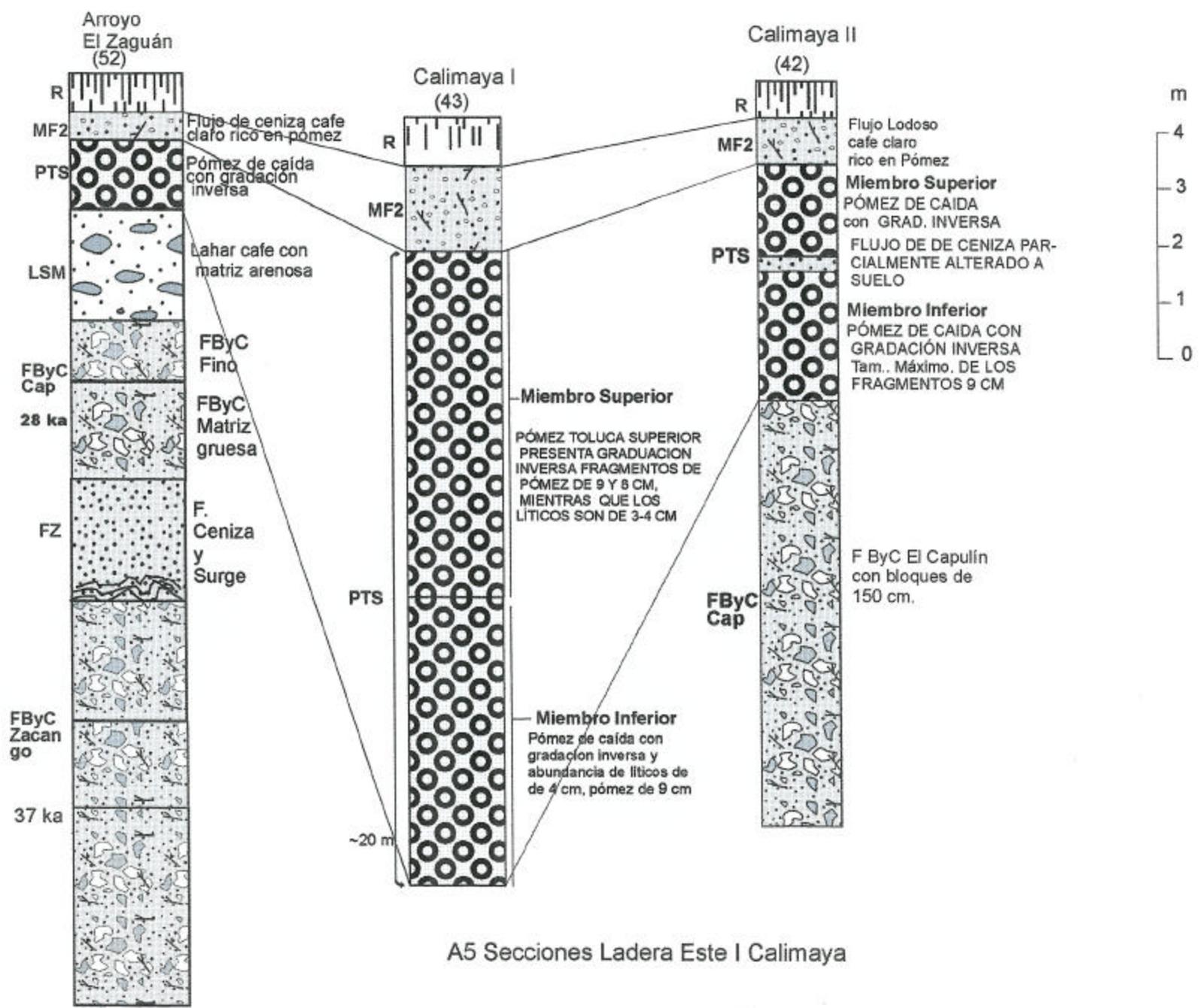
A2 Ladera Norte II Secciones Arroyo La Fabrica



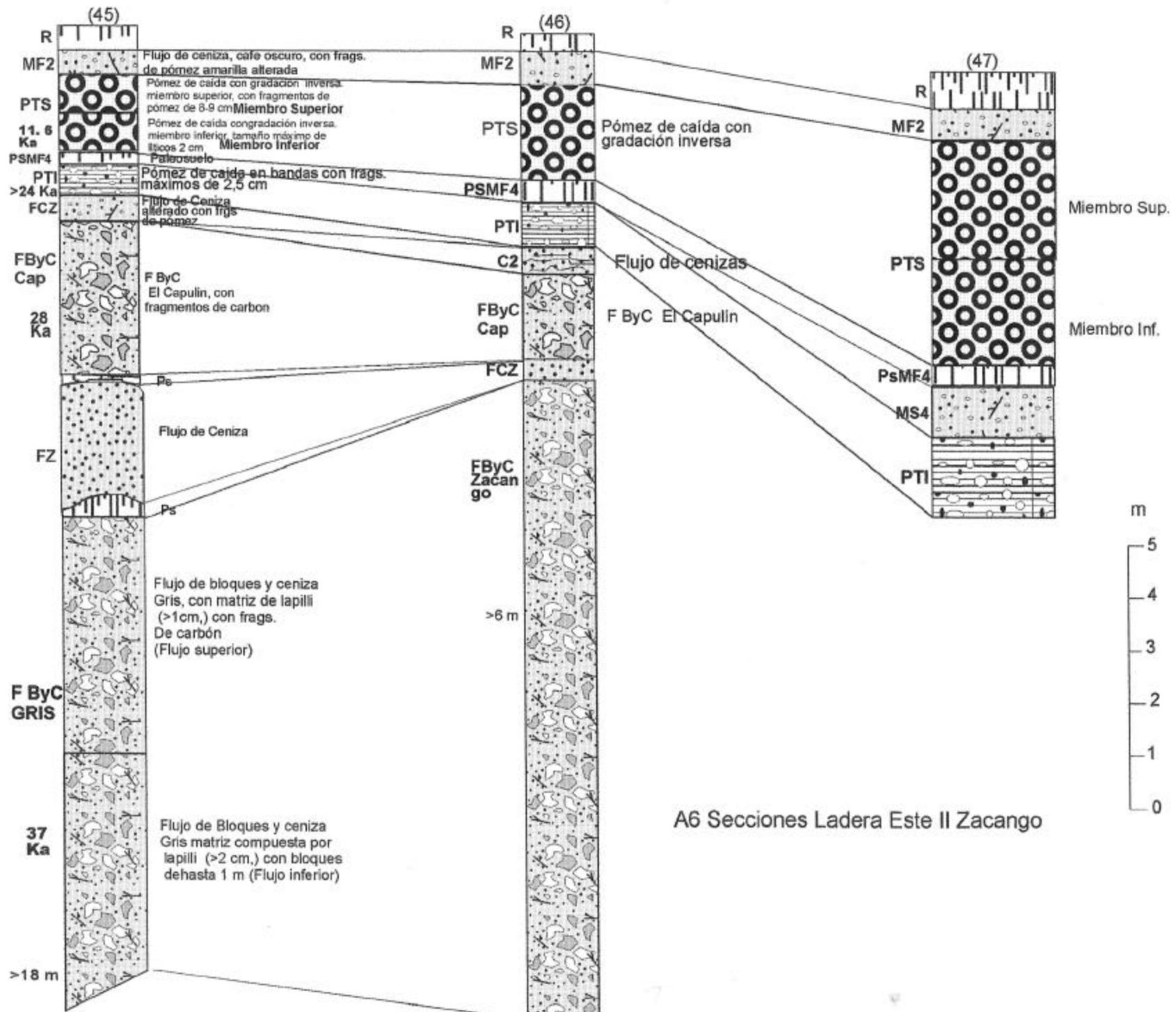
A3 Secciones Ladera Oeste

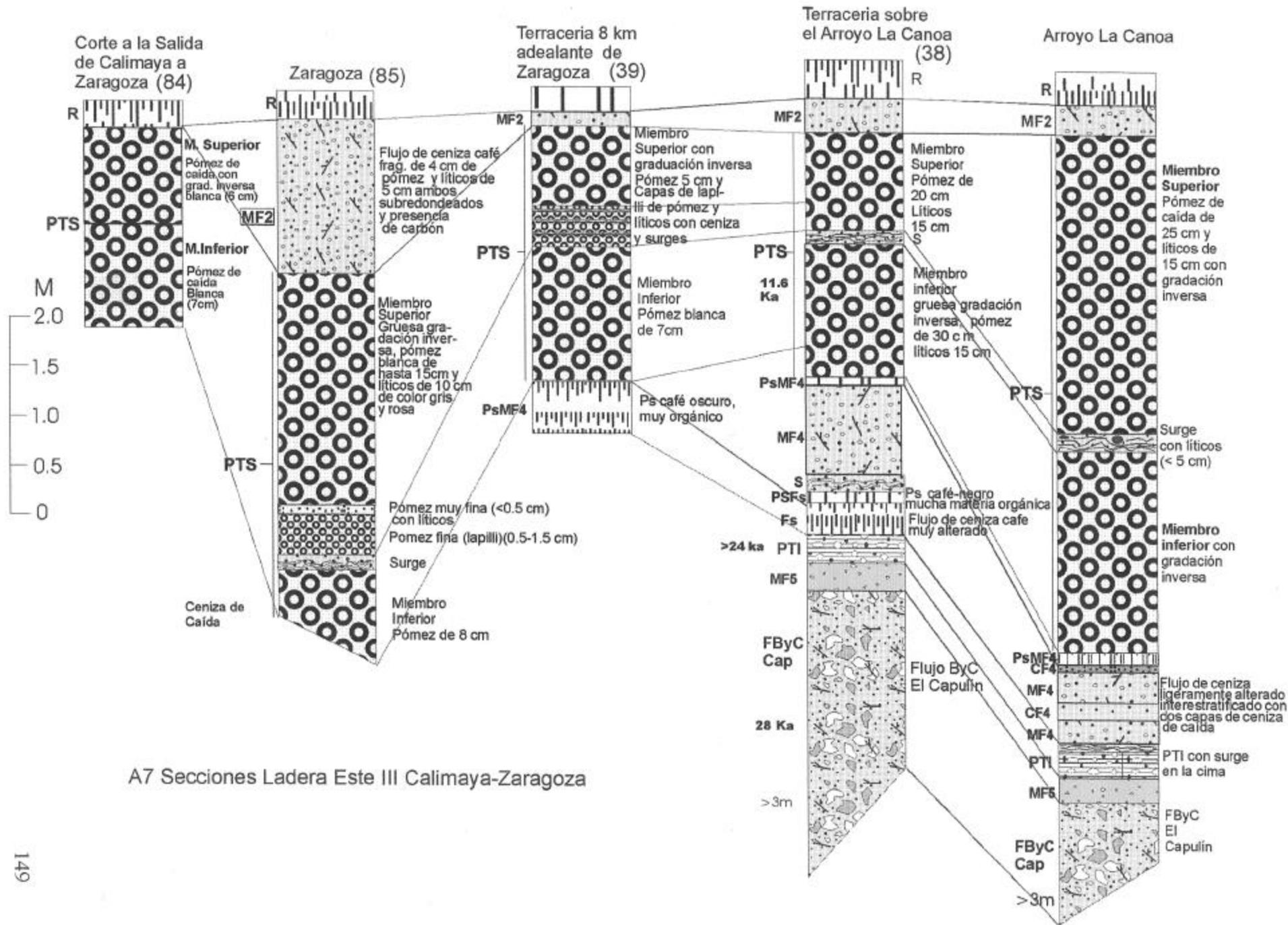


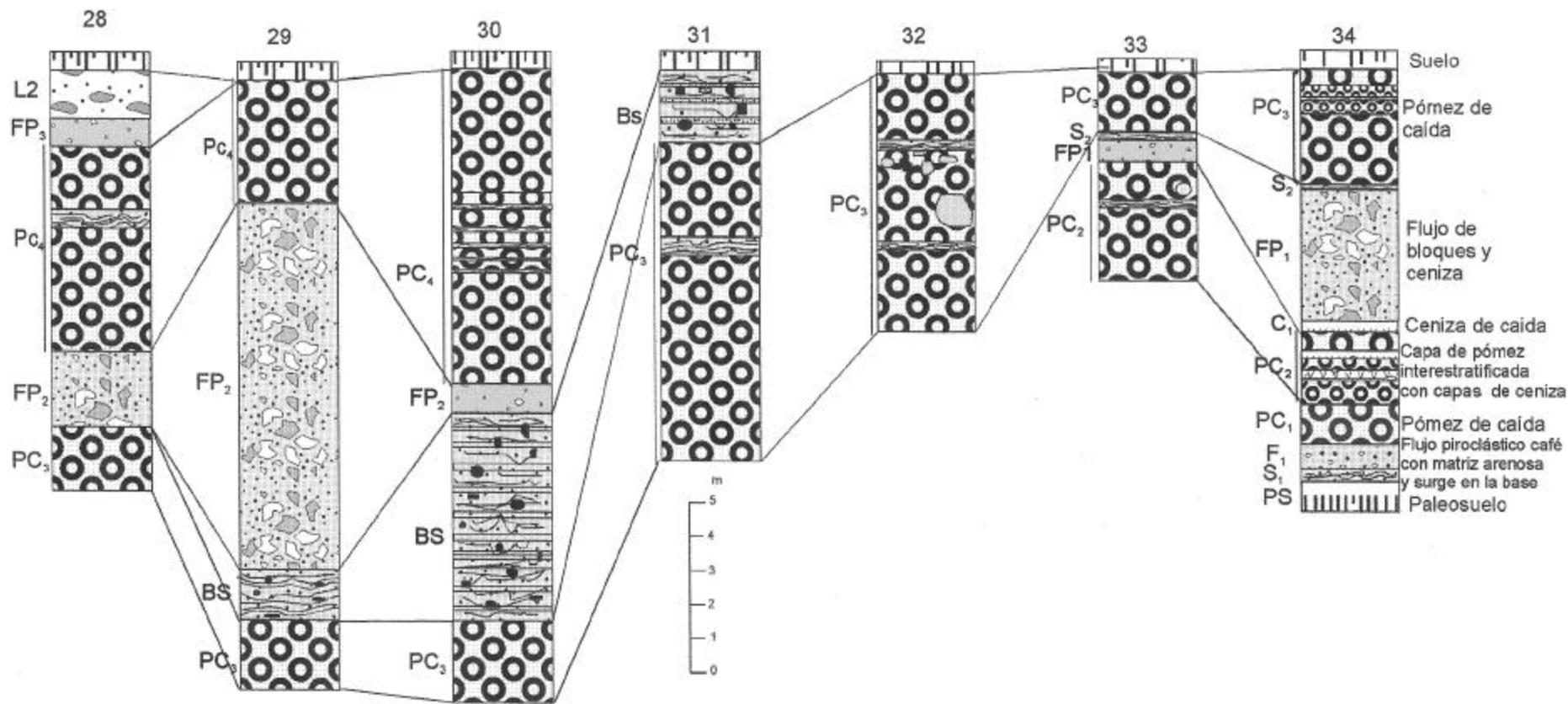
A4 Secciones Ladera Sur



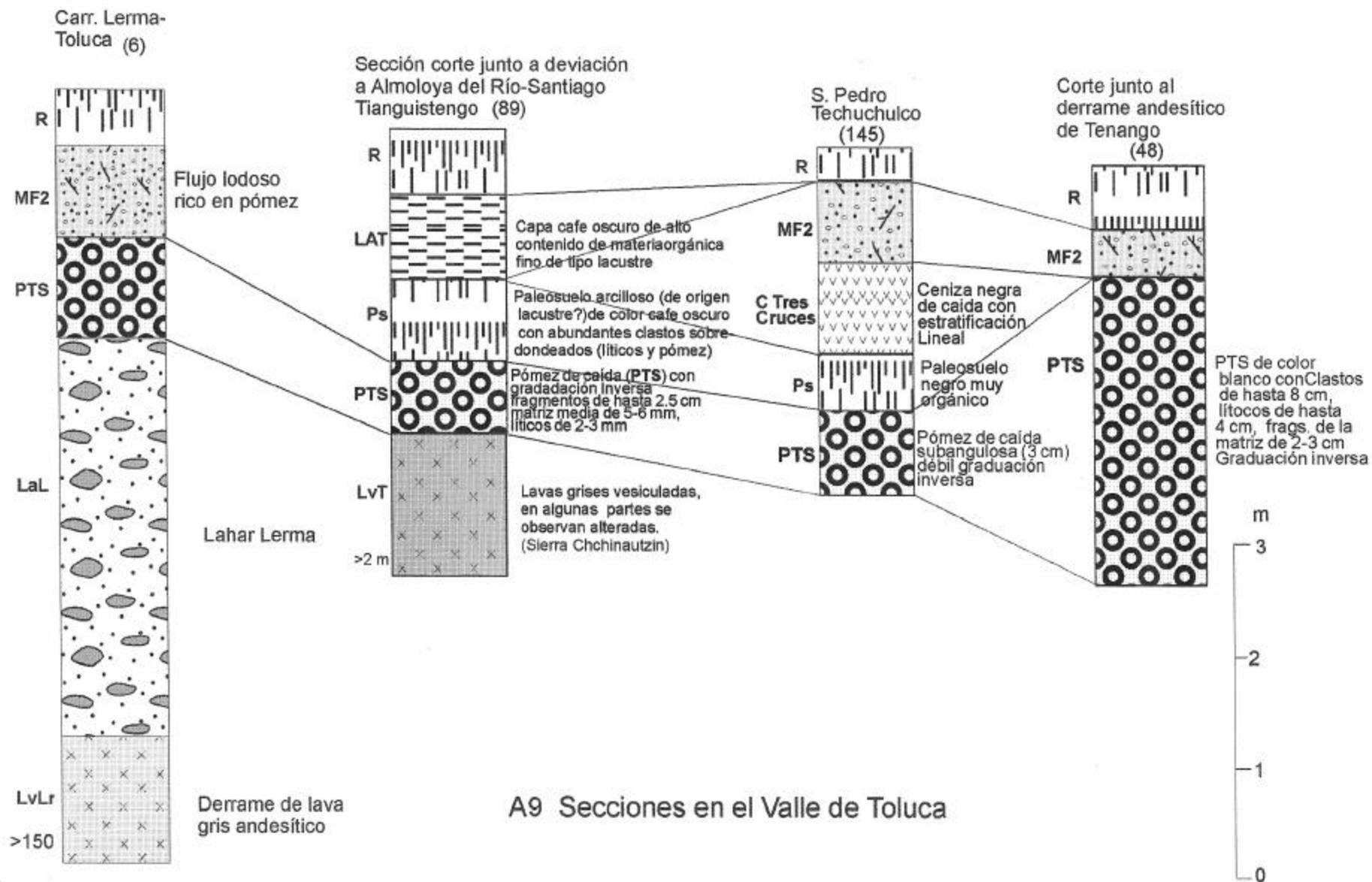
A5 Secciones Ladera Este I Calimaya

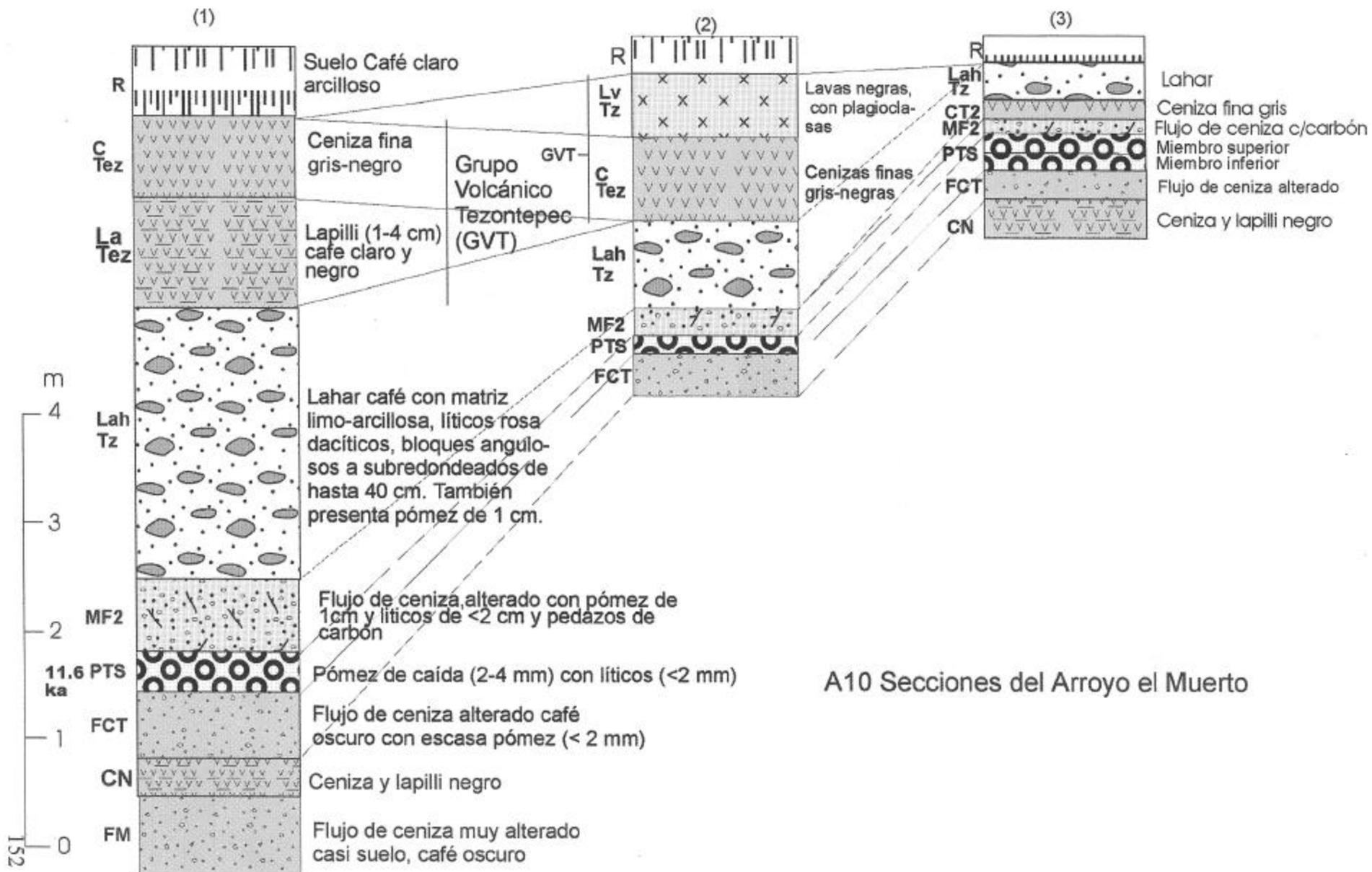


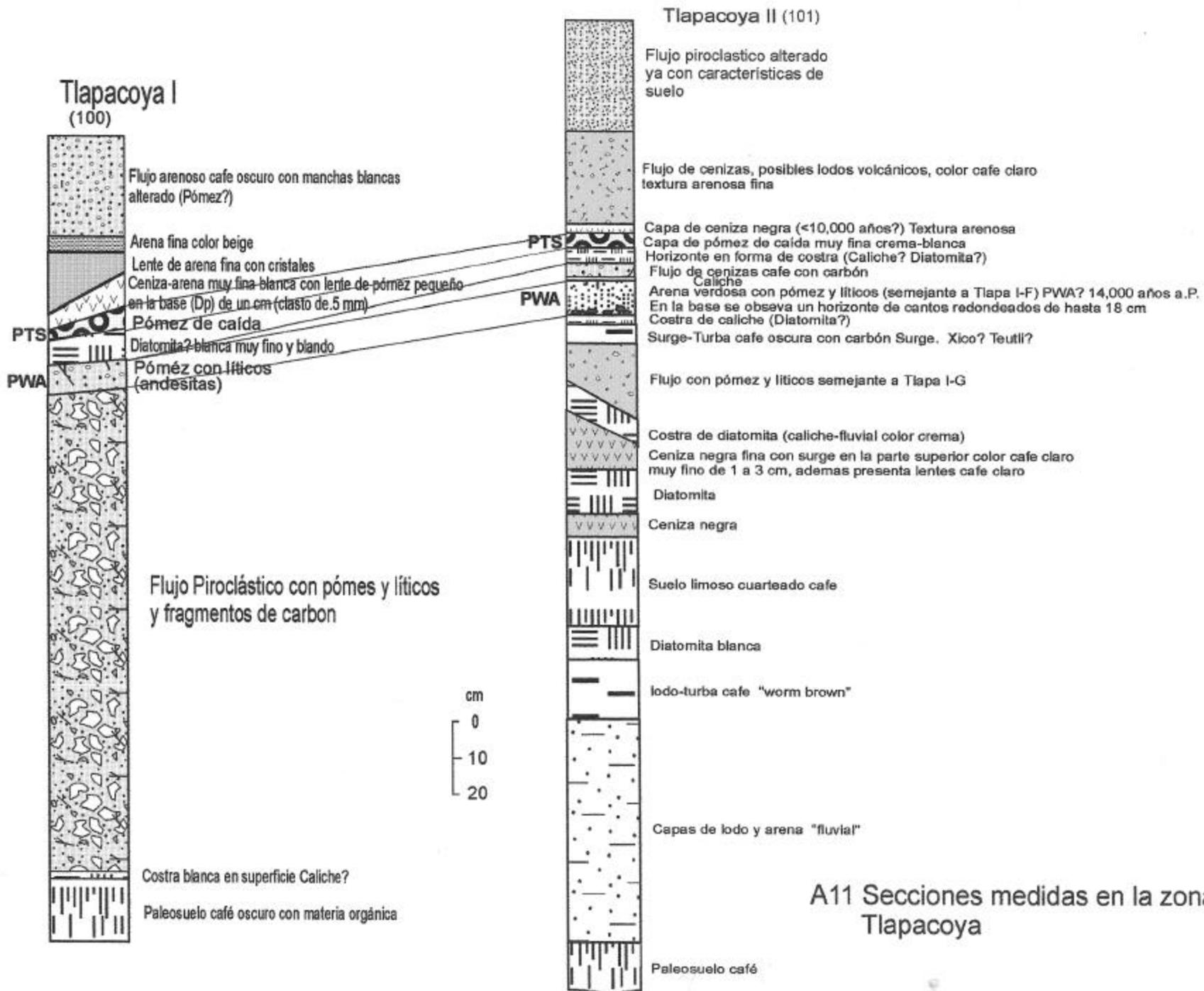




A8 Secciones tomadas sobre el Arroyo El Zaguán que corresponden a la PómezToluca Superior







A11 Secciones medidas en la zona de Tlapacoya