



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA**

**CÁLCULO DE TEFRAS EMITIDAS POR EL
VOLCÁN PARÍCUTIN
MEDIANTE LA COMPARACIÓN DE
MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA**

PRESENTA:

NAVARRO MORENO CINTHIA LOURDES

DIRECTOR: HUGO DELGADO GRANADOS

**CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, D.F.
NOVIEMBRE, 2011**





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.

RESUMEN

El volcán Parícutin localizado en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, es uno de los más estudiados en el mundo y del que se tiene registros completos de su etapa eruptiva.

Se han realizado estudios que describen la actividad volcánica, algunos de estos hacen referencia al cálculo de volumen del material emitido por el volcán Parícutin, usando como metodologías la geometría, cálculo de integrales y sobreposición de Modelos Digitales de Elevación (MDE).

El objetivo de este estudio fue obtener el volumen mínimo emitido por el Parícutin mediante la sobreposición de MDE y compararlo con los resultados obtenidos en otros estudios. La metodología por sobreposición de MDE, se llevó a cabo utilizando cuatro modelos digitales de diferente periodo (1934, 1946, 1995 y 2000), lo que nos permitió restar los MDE y a partir de estos obtener mapas de diferencias que nos facilitan observar la distribución del material emitido y conocer su volumen según el tipo de material.

Fríes calculó volúmenes de lava emitida para cada episodio y en 1953 reportó para el final de la erupción un volumen total de $\sim 0.7 \text{ km}^3$; Ordoñez y Gutiérrez en 1947 calculan $\sim 0.65 \text{ km}^3$. En este estudio los volúmenes obtenidos para el campo de lavas por comparación de MDE es de $\sim 1.321 \text{ km}^3$ (1.12 a 1.26 km^3 DRE) sin considerar la porción del cono sepultado por estas. El total de tefras alcanzado por MDE, es de $\sim 1.3 \text{ km}^3$ (0.758 y 0.849 km^3 DRE), también reportado por Fríes para un periodo entre 1943-1951; Segerstrom calcula el volumen de tefras en 1946 en $\sim 2.2 \text{ km}^3$.

El volumen del cono principal se ha calculado en $\sim 0.180 \text{ km}^3$ entre 1934 y 1946 y en $\sim 0.151 \text{ km}^3$ entre 1943 y 2000, infiriendo que la diferencia de volumen se debe a la pérdida de material del edificio volcánico por procesos volcánicos (coladas de lava que modificaron el cráter y colapsos en el cono) y remoción en masa durante este periodo. El volumen estimado para la parte del cono sepultado por lava es $\sim 0.089 \text{ km}^3$ (0.057 - 0.064 km^3 DRE). En comparación con otros estudios, los datos indican que, existen diferencias entre los resultados, consecuencia de la metodología utilizada y de los parámetros usados por cada autor para llegar a estos datos. Las estimaciones del presente estudio difieren de las realizadas por Fríes (1953) quien lo calcula en $\sim 0.14 \text{ km}^3$.

Dedicatoria

A las personas que más he amado en mi vida:

Mi familia... Mamá, Papá por todo lo que me dieron que ha sido lo mejor que he recibido, su amor, comprensión, apoyo y dedicación. ¡Los amo!

Tthi...ILDS!! No encuentro palabras para describir lo que significas para mí

*Mis viejos maestros, aquellos dos que me educaron y cuidaron en la primera década de mi vida como a una hija, entregándome su amor incondicional, por que día a día están en mi pensamiento...
mis Abuelitos Cristina y José Cruz.*

AGRADECIMIENTOS

A mi alma máter, la Universidad Nacional Autónoma de México, por todas las oportunidades que me brindó.

Al Dr. Hugo Delgado Granados, por su asesoría y apoyo para realizar este trabajo.

A los sinodales: Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dr. Genaro Correa Pérez, Dr. Gabriel Legorreta Paulin, Dra. Patricia Julio Miranda y Dr. Francisco Hernández Hernández, por tomar un poco de su tiempo para revisar este trabajo y por sus valiosas sugerencias y aportaciones para mejorarlo.

Se agradece a los siguientes proyectos DGAPA:

- PAPIIME-EN100804 “Enseñanza y entrenamiento de estudiantes de geología en la construcción de mapas de peligro geológico a través de cursos de Geología de Campo”.
- PAPIIT-IN104905 “Implicaciones de la erupción del volcán Parícutin en 1943 para la evaluación de peligros regionales”.
- PAPIIT-IN108209 “Uso de las emisiones de CO₂ en suelos para pronosticar futuras erupciones en el campo volcánico de Chichinautzin”.

A mi familia, que es lo más importante y valioso que tengo, gracias por estar conmigo, por ser aquellos que nunca me abandonarán. Mamá gracias por todo tú amor, cariño, comprensión y por todos esos momentos de alegría, por estar siempre conmigo, por esos buenos consejos y no cuestionarme en momentos tan difíciles. Al que nunca le digo “te quiero”, gracias por los consejos, porque aun conociendo mi carácter y mis defectos me quieres, gracias por haberme instruido en la escuela de la responsabilidad... a ti papá.

A mis hermanos: Pepis, Dani, Hiram y Karla, agradezco su cariño, compañía y consejos. Los quiero mucho.

A mi incondicional... ojitos de cielo azul. Sin ti no habría concluido este proyecto. Vielen Dank!! Ich Liebe Dich Sehr Tthi!!

De igual manera agradezco a mis grandes amigos y a todos aquellos que en algún momento formaron parte de mi vida, aunque solo haya sido eso....un momento.

Al Ing. Carlos Linares López, Ing. José Manuel Álvarez Nieves, Dra. Lilia Arana Salinas, Dra. Dolores Ferrez López, Isaac Farraz Montes, Fís. Matthias Fickel y al Dr. José Carlos Jiménez Escalona, por resolver mis dudas, apoyarme con material y por la revisión en la redacción de este trabajo.

A los estudiantes de la carrera de Ingeniería Geológica quienes realizaron un reporte del trabajo de campo en el Parícutin. A Eloisa Peña por la ayuda en la digitalización de un mapa topográfico.

A todos aquellos que siempre me echaron porras: familiares y personal del IGEF.

Cálculo del volumen de tefras emitidas por el volcán Parícutin mediante la comparación de Modelos Digitales de Elevación

Índice

Resumen

I- Generalidades

I.1 Introducción.....	1
I.2 Antecedentes	3
I.3 Estudios previos	5
I.4 Planteamiento del problema	13
I.5 Hipótesis	13
I.6 Objetivos	13
I.7 Metodología.....	14

II- Marco conceptual

II.1 Vulcanismo	17
II.1.1 Estructuras volcánicas.....	17
II.1.2 Morfología de conos cineríticos.....	18
II.2 Modelo Digital de Elevación	21
II.3 Clima y meteorología.....	24
II.4 Erosión	26

III-Geología

III.1 Localización y vías de acceso.....	29
III.2 Provincia fisiográfica.....	31
III.3 Geología general en el entorno del volcán Parícutin	32
III.4 Descripción de la actividad eruptiva del Parícutin	34
III.4.1 Periodo Quitzocho	38
III.4.2 Periodo Sapichu	40
III.4.3 Periodo Taquí-Ahuan.....	41

III.4.4 Periodo final.....	42
III.5 Alteración de la morfología local después de la erupción del Parícutin.....	44

IV- Clima y Vegetación

IV.1 Localización de estaciones meteorológicas.....	47
IV.2 Registro de datos de precipitación.....	49
IV.3 Promedios de precipitación total anual.....	52
IV.4 El clima local y vegetación.....	55

V- Cálculo de volumen de tefras y tasas de erosión

V.1 Digitalización de mapas.....	58
V.1.1 Tipos de visualización	63
V.1.2 Fuentes de error	64
V.2 Sobreposición de modelos digitales de elevación.....	66
V.2.1 Sobreposición de MDE a escala 1:10,000 (1946-1934)	68
V.2.2 Sobreposición de MDE a escala 1:20,000-1:10,000 ^a (2000-1934 ^a).....	70
V.2.3 Sobreposición de MDE a escala 1:20,000-1:10,000 ^b (2000-1946 ^b)	72
V.2.4 Sobreposición de MDE a escala 1:50,000-1:10,000 ^b (1995-1946 ^b)	74
V.2.5 Sobreposición de MDE a escala 1:20,000-1:50,000 (2000-1995).....	76
V.3 Resultados	78
V.3.1 Cálculo del volumen de lavas	78
V.3.2 Cálculo del volumen del cono	81
V.3.2.1 Cálculo del volumen del cono sepultado por lava	82
V.3.3 Cálculo de volumen de tefras.....	85
V.3.3.1 Cálculo del volumen de piroclastos sobre el campo de lavas.....	86
V.3.3.2 Cálculo del volumen de tefras emitido durante 1943-1946.....	88
V.3.3.3 Cálculo del volumen de tefras emitido durante 1946-1952	90
V.3.4 Cálculo de volumen de tasas de erosión	92
V.3.4.1 Cálculo de la erosión 1946-2000	93
V.3.4.2 Cálculo de la erosión 1995-2000	95
V.3.4.3 Volúmenes calculados	97

V.3.4.4 Volúmenes calculados (DRE).....	100
---	-----

VI- Discusión y Conclusiones

VI.1 Discusión	102
VI.1.1 Sobreposición de MDE.....	102
VI.1.2 Cálculo del volumen de lavas	103
VI.1.3 Cálculo del volumen del cono	104
VI.1.4 Cálculo del volumen de tefras	106
VI.1.5 Cambios en el sistema de drenaje.....	111
VI.1.6 Cálculo de erosión	115
VI.2 Conclusiones.....	120

Bibliografía.....	124
--------------------------	------------

Índice de Tablas y Figuras

Figuras

Capítulo I. Generalidades

Fig. 1.1. Mapa de localización del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato.....4

Capítulo II. Marco Conceptual

Fig. 2.1. Matriz de referencia y matriz de búsqueda22

Fig. 2.2. Representación tipo malla23

Capítulo III. Geología

Fig. 3.1. Vías de acceso al volcán Parícutin30

Fig. 3.2. Vista del cono principal Parícutin36

Fig. 3.3. Altura del cono37

Capítulo IV. Clima y Meteorología

Fig. 4.1. Fotomapa de localización de estaciones meteorológicas48

Fig. 4.2. Gráfica de precipitación anual de la Estación Uruapan (SMN)53

Fig. 4.3. Mapa de la distribución de la precipitación56

Fig. 4.4. Vegetación de bosque templado.....57

Capítulo V. Cálculo de volumen de tefras y tasas de erosión

Fig. 5.1. Creación del Modelo Digital de Elevación (MDE).....59

Fig. 5.2. Digitalización manual del mapa geográfico.....60

Fig. 5.3. Proceso de digitalización para la obtención de MDE62

Fig. 5.4. Resultado de procesamiento de datos (MDE) en 2D62

Fig. 5.5. Tipos de visualización de los MDE.....64

Fig. 5.6. MDE utilizados67

Fig. 5.7. Resta de MDE entre 1946 y 193469

Fig. 5.8. Resta de MDE entre 2000 y 193471

Fig. 5.9. Resta de MDE entre 2000 y 1946	73
Fig. 5.10. Resta de MDE entre 1995 y 1946	75
Fig. 5.11. Resta de MDE entre 2000 y 1995	77
Fig. 5.12. Procedimiento de las restas de MDE para la obtención de lavas	79
Fig. 5.13. Imagen del campo de lavas	80
Fig. 5.14. Imagen del Sapichu, Nuevo Juatita y cono principal	81
Fig. 5.15. Dirección de las líneas de perfiles sobre el cono principal	82
Fig. 5.16. Perfiles del cono principal para 1934, 1946 y 2000.....	83
Fig. 5.17. Áreas calculadas a partir de los perfiles del cono principal	84
Fig. 5.18. Cálculo de volumen neto.....	85
Fig. 5.19. Mapa de Isopacas (Segerstrom, 1946)	87
Fig. 5.20. Cálculo de volumen de tefras emitido entre 1943 y 1946.....	89
Fig. 5.21. Cálculo de volumen de tefras emitido entre 1946 y 1952.....	91
Fig. 5.22. Cálculo de volumen de tasas de erosión entre 1946 y 2000	94
Fig. 5.23. Cálculo de volumen de tasas de erosión entre 1995 y 2000	96
Fig. 5.24. Imagen de la ladera NW del cono (erosión producida por el hombre)	97
Fig. 5.25. Imagen al pie de la ladera NW del volcán	100
Capítulo VI. Discusión y Conclusiones	
Fig. 6.1. Gráfica de comparación de volúmenes del cono.....	106
Fig. 6.2. Gráfica de comparación de volúmenes con otros estudios	108
Fig. 6.3. Gráfica del volumen de tefras y lavas	109
Fig. 6.4. Mapa de red de drenaje para 1934	113
Fig. 6.5. Mapa de red de drenaje para el 2000	114
Fig. 6.6. Mapa de localización de llanos	117
Fig. 6.7. Gráfica de resultados de volúmenes calculados.....	118

Tablas

Capítulo II. Marco Conceptual

Tabla 2.1. Clasificación de tefras	21
--	----

Capítulo IV. Clima y Meteorología

Tabla 4.1. Localización de estaciones meteorológicas.....	47
---	----

Tabla 4.2. Precipitación mensual área Parícutin (Segerstrom, 1950).....	50
---	----

Tabla 4.3. Precipitación total mensual (Fríes y Gutiérrez, 1954).....	51
---	----

Tabla 4.4. Datos de precipitación mensual Estación Uruapan (SMN).....	53
---	----

Capítulo V. Cálculo de volumen de tefras y tasas de erosión

Tabla 5.1. Matriz o base de datos	60
---	----

Tabla 5.2. Áreas y volúmenes calculados para el cono sepultado por lava, a partir de perfiles topográficos	84
--	----

Tabla 5.3. Resultado de volúmenes calculados	98
--	----

Tabla 5.4. Resultados alcanzados por comparación de MDE y por DRE	101
---	-----

Capítulo VI. Discusión y Conclusiones

Tabla 6.1. Error vertical.....	102
--------------------------------	-----

Tabla 6.2. Comparación de resultados de volúmenes con otros estudios.....	103
---	-----

Tabla 6.3. Volúmenes del cono	105
-------------------------------------	-----

Tabla 6.4. Resultados de volúmenes obtenidos por diferentes autores	107
---	-----

Tabla 6.5. Resultados de volúmenes calculados en este estudio	110
---	-----

Cálculo del volumen de tefras emitidas por el volcán Parícutin mediante la comparación de Modelos Digitales de Elevación

CAPITULO I. GENERALIDADES

I.1 INTRODUCCIÓN

La investigación en las Ciencias de la Tierra se ha visto modificada desde que las computadoras comenzaron a ser utilizadas como una herramienta de trabajo. Así, la información cartográfica no ha sido una excepción y actualmente se cuenta con varios tipos de datos digitales y programas para el estudio de los procesos geomorfológicos. Actualmente el análisis geomorfológico puede hacerse con mayor precisión y rapidez. Así, los procesos volcánicos, acumulativos y denudatorios, pueden evaluarse con gran precisión si se dispone de la información adecuada y las herramientas necesarias para ello.

Por otra parte, el tipo de clima y vegetación son factores fundamentales en el grado de erosión. Así por ejemplo, en época de lluvias, la erosión es intensificada por la cantidad e intensidad de la precipitación, pero esta erosión es disminuida si existe una cobertura vegetal que proteja al suelo. Actualmente se reconoce que la erosión del suelo constituye una seria amenaza para el bienestar humano. Esta amenaza era desconocida hace 80 años y ahora es de atención mundial. La erosión ha sido estudiada en los últimos 40 años, probándose que la actividad del hombre rara vez retrasa o detiene el proceso erosivo y la mala planificación lo acelera. Estos procesos denudatorios pueden ser evaluados con mayor precisión usando la información cartográfica digital.

Este estudio reconoce procesos de acumulación y degradación a través de Modelos Digitales de Elevación (MDE) del volcán Parícutin. Se analiza la degradación de éste joven volcán, donde la actividad erosiva se ha visto favorecida principalmente en el área inmediata del cono por los factores meteorológicos y la pendiente, que afectan el material que aún no ha sido consolidado o cubierto por vegetación.

El volcán Parícutin es ideal para este estudio dado que cuenta con un gran número de observaciones y estudios realizados desde su nacimiento hasta el momento actual. En este volcán un gran número de investigadores siguieron detenidamente los procesos eruptivos y posteruptivos. Segerstrom (1950) y Frías (1953) realizaron estudios de erosión en el área del volcán Parícutin y sus alrededores, durante el periodo eruptivo. Segerstrom (1950) midió espesores del material depositado tanto de lavas como de cenizas, tales estudios permitieron a Frías (1953) establecer un mapa de isopacas (líneas que unen puntos de igual espesor de ceniza) para calcular volúmenes.

Las fases eruptivas del volcán Parícutin produjeron un notable depósito de material piroclástico alrededor del edificio volcánico durante sus nueve años de actividad, por lo que la dinámica del paisaje se modificó drásticamente por la caída de ceniza y la emisión de lava. Se formó el cono de cenizas en 6 días, el 26 de febrero de 1943 alcanzó los 140 m de altura, y al final del primer año 325 m. Su actividad inicial estuvo caracterizada por una serie de fumarolas y explosiones que se emplazaron a través de una fisura orientada al noreste arrojando bombas volcánicas. Los derrames de lava alcanzaron aproximadamente 9 km de distancia al norte del cono, mientras que las cenizas llegaron a 320 km de distancia. Las poblaciones de Parícutin, San Juan Parangaricutiro, Zirosto, Zacán y Angahuan se vieron directamente afectadas, produciéndose el éxodo de más de 2,500 personas (Blasquez et al., 1956).

El Parícutin se considera un volcán monogenético extinto constituido por material piroclástico. Las características de su erupción, la información existente y la disponibilidad de herramientas computacionales, hacen de la zona del Parícutin, un sitio ideal para reconocer de manera precisa los efectos de los procesos acumulativos y denudatorios que en él tuvieron lugar.

I.2 ANTECEDENTES

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), geográficamente llamada Sistema Volcánico Transversal, se localiza entre los 17° 30'–20° 25' N y los 96° 20'–105° 20' W, siendo una provincia geológica que se extiende en dirección oeste - este en el centro de la República Mexicana (Fig. 1.1). Incluye parcialmente los estados de Nayarit, Jalisco, Michoacán, Colima, Querétaro, Guanajuato, Hidalgo, Tlaxcala, Morelos, Estado de México, Distrito Federal, Puebla y Veracruz. La FVTM tiene un ancho entre 80 y 230 km con ~1000 km de largo (Gómez Tuena et al., 2007). En la parte centro occidental de la FVTM se localiza el Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG) que cubre un área de 40,000 km², y se caracteriza por tener más de 1000 volcanes (incluyendo conos cineríticos, volcanes escudo, domos de lava y estratovolcanes) (Hasenaka y Carmichael, 1985). En él hace más de seis décadas nació el volcán Parícutin, que en purépecha significa “al otro lado”, y es también referido como Parícuti en algunas publicaciones. Este comenzó su actividad en febrero de 1943 y después de 9 años, la concluyó en febrero de 1952. Actualmente solo persisten algunas incipientes columnas de vapor en sus alrededores.

El Parícutin (llamado así por el nombre de una comunidad indígena purépecha) extendió sus lavas sobre una superficie de 24.8 km², con un espesor promedio de 29 m. Progresivamente el terreno se elevó con los derrames de lavas y el cono aumento su altura a 212 m sobre la base. Las cenizas cubrieron un área de 58.5 km², con un espesor de 0.25 m cerca de Angahuan, ubicado a 6 km de distancia del cono, y de 12 m en los alrededores del mismo hasta el cerro Canicjuata (Luhr y Simkin, 1993).

La erupción del volcán Parícutin afectó el Municipio de San Juan Parangaricutiro, región habitada por purépechas. Este municipio era una de las porciones más fértiles que incluía los poblados de Parícutin, San Juan Parangaricutiro, Angahuan, Zirosto, Zacán. Antes de la erupción, el área estaba formada por pequeños valles, entre conos cineríticos, derrames lávicos y depósitos de ceniza. Incluso los habitantes de estos pueblos se vieron seriamente perjudicados, pues su principal actividad económica y medio de sustento (la agricultura) resultó afecta por los materiales volcánicos.

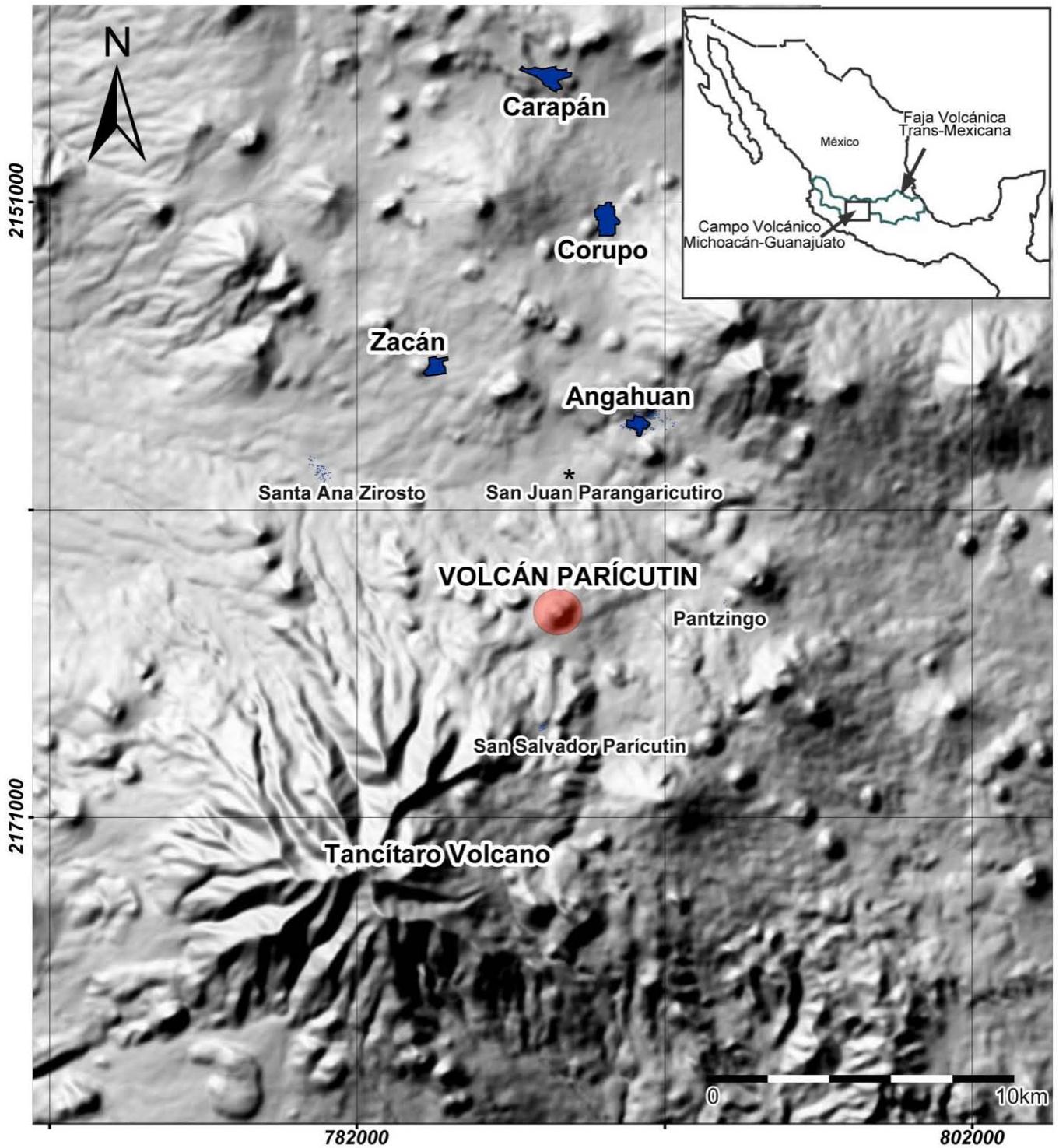


Fig. 1.1. Mapa de localización del volcán Parícutin y del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato en la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

El impacto que produjo el volcán sobre la población fue grande, mientras que para la comunidad científica fue de gran interés y una gran oportunidad para estudiar tal acontecimiento desde su inicio. Por esta razón, el volcán Parícutin cuenta con un gran número de estudios, los que determinan la composición del material volcánico y la dinámica eruptiva (Ordóñez, 1947; Flores, 1945; Foshag y González, 1956; Krauskopf, 1948). Los estudios enfocados al cálculo de material emitido durante el período eruptivo y la evolución del cono principal fueron realizados inicialmente por Fríes y González en 1946 y 1956 (Fríes y González, 1956), y por Segerstrom en 1946 y 1966 (Segerstrom, 1947 y 1966). Estos estudios también evaluaron los procesos erosivo-acumulativos. Sin embargo, estos datos no muestran cuantitativamente las áreas de mayor pérdida de material o de mayor concentración del mismo. Legorreta (1999), investigó los mismos procesos, presentando una distribución del cálculo de volúmenes de material emitidos durante los primeros tres años de erupción, basándose en la cartografía realizada por Segerstrom en 1946, y con base en datos granulométricos obtenidos en las laderas del cono hizo una evaluación sobre la relación erosión-acumulación.

I.3 ESTUDIOS PREVIOS

El geólogo Ezequiel Ordóñez, llegó al Parícutin la tarde del 22 de febrero de 1943. Describió la erupción como la vio al llegar. Tomó con mucho interés el estudio del nuevo volcán y desde su aparición procuró seguir su evolución y sus periodos o fases más importantes.

Por su parte, Flores (1945) calculó el volumen total de lava emitida en $\sim 0.013 \text{ km}^3$, con base en los espesores del área cubierta por los flujos de lava.

En 1945 a través de la cooperación del Comité Interdepartamental de Cultura y la Cooperación Científica para el Departamento de Estado (CICCCDE), y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (United States Geological Survey) se pudieron aprobar y realizar diversos estudios. Se aprobó y financió el proyecto de Kenneth Segerstrom referente a un mapa topográfico del volcán y sus alrededores, así como el proyecto de

Howel Williams para realizar el mapa geológico y estudiar la región alrededor del volcán (Fuller, 1945). También se financió a Austin E. Jones para que realizara el estudio de magnetismo y observación sismológica en el volcán, asistido por A. G. McNish. En este estudio se hizo una compilación de datos fotográficos de la erupción. El CICCCE estuvo representado por Robert T. Hatt, quien inicio estudios sobre ecología de mamíferos y que posteriormente continuo realizando estudios en el campo de la biología con la cooperación de tres científicos, entre ellos: Willis A. Eggler, quien hizo un estudio ecológico de flora cercana al Parícutin, W. H. Burt, que continuó con los estudios iniciados por Hatt, y Norman Hartweg, quien elaboró un estudio similar de reptiles y anfibios (Fuller, 1945).

Foshag y colaboradores en 1945, hicieron mediciones muy importantes de temperatura. En 1946, Foshag y Henderson, describieron la actividad del volcán, registrando el movimiento y dirección de los flujos de lava, así como la temperatura y composición de los gases emitidos (Fuller, 1945).

Por su parte Fuller (1945), presidente del CICCCE, realizó un reporte de las actividades realizadas por cada uno de los integrantes del CICCCE, además otorgó facilidades económicas para el estudio de la erupción y sus efectos en varios campos de la ciencia. Fue presentada la información y los aspectos de la actividad del volcán Parícutin en la Reunión Anual 26, de la Sección de Vulcanología de la Sociedad Geológica de América.

En el otoño de 1944, cuando Foshag y Ordoñez, no pudieron salir al campo por enfermedad, Fred M. Bullard, con aprobación de la Geological Society of America (GSA) y Graton, realizó la cartografía durante el período de actividad (Fuller, 1945).

Krauskopf (1946a) registró la actividad del volcán Parícutin durante diciembre de 1945. El volcán continuaba quieto durante la primera semana de diciembre, pero más tarde reinició la actividad con columnas de una altura de 300-400 metros sobre el cráter que seguían un rumbo noreste. En junio de 1946, Krauskopf en colaboración con Williams informan que en el segundo año, el cono tenía aproximadamente 457 metros y los flujos de lava del suroeste cubrían aproximadamente 4.5 km^2 , y con posterioridad Krauskopf realizó un mapa de isopacas. En diciembre de 1948 Krauskopf describe las características

petrográficas de las lavas, su estructura, movimiento, velocidad, alcance, temperatura y viscosidad.

En 1946 Segerstrom realizó estudios de erosión en los volcanes Ceboruco y Parícutin. Realizó una serie de mediciones de ceniza en la vecindad del volcán Parícutin, como las de los espesores del área del cono, calculando los volúmenes de piroclastos en $\sim 2.205 \text{ km}^3$. Además comparó la capacidad de infiltración de la ceniza que produjo el Parícutin con el suelo pre-existente. Estas cenizas ocasionaron un cambio total en los patrones de infiltración. A partir de 1947, estudió durante 10 años los procesos de erosión, observándose por primera vez formación de canales, obteniendo medidas en época de lluvia y de secas. Igualmente realizó una serie de observaciones sobre las características del cono volcánico y su relación con los procesos de precipitación y de re-vegetación (Segerstrom, 1950).

Kennedy (1946), reportó la actividad como variable durante el periodo del 12 de abril al 3 de mayo. Menciona que una renovada actividad eruptiva comenzó a mediados de marzo, con la formación de una nueva boca de un pequeño volcán y cambios en la parte exterior del cono, los que se continuaron hasta el 18 de abril con un doble cráter, uno al sur y otro al norte.

Ordóñez (1947), estudió en 1946 la actividad del volcán durante los meses de invierno y verano con asistencia de Celedonio Gutiérrez, midiendo el espesor y la extensión que la lava cubría, calculando un volumen de $\sim 0.650 \text{ km}^3$.

Lowdermilk (1947), realizó recorridos en el río Itzícuaru (noroeste del cono), haciendo mediciones de canalillos, barrancas, movimientos de remoción en masa y avenidas, también reportó que Lorenzo Patiño observó y midió los sitios característicos de flujos de inundación. Recolectó y analizó muestras de la ceniza y del suelo, derivadas de la ceniza preexistente de erupciones anteriores.

Williams (1950) describió los volcanes del área del Parícutin en la parte central del CVMG. En este estudio mostró que los conos de ceniza son generalmente jóvenes.

También describió al Tancítaro y la Formación Zumpinito, que se refiere a las rocas volcánicas más antiguas, denominadas así por él. Además, localizó unos 150 conos cineríticos en un área de 300 km² en la vecindad del volcán Parícutin.

Fríes (1953), recalculó en 1946 el volumen de ceniza con base en medidas planimétricas de los mapas de isopacas, obteniendo un volumen de ~1.099 km³. Entre agosto de 1948 y el 30 de junio de 1949, Fríes y Gutiérrez (1950a) mencionan que durante este periodo la actividad eruptiva se incrementó, registrándose caída de ceniza seguida de bombas y columnas de vapor que alcanzaban los 3,000 metros sobre la base del cono, los mismos autores realizaron gráficas donde detallan las características eruptivas. A mediados de 1950, establecen que las erupciones del cráter continúan, como en años anteriores, y que actividad llega a ser variable de hora en hora y de día a día.

Wilcox (1954a), analizó el origen de la variación en la composición de las lavas del volcán Parícutin durante el período de febrero de 1943 a marzo de 1952, interpretando un cambio progresivo en la composición de 55% de sílice en el basalto-andesítico de olivino, emitido en 1943, a un 60% de sílice en la andesita de ortopiroxena emitida para 1952.

Al término de la erupción, en 1954, Fries y Gutiérrez mencionan que el área total cubierta de lava era de 24.8 km² (Bullard, 1956).

Foshag y González Reyna (1956), hicieron descripciones del terreno antes del nacimiento del volcán definiéndolo como un terreno llano. Realizaron estudios del volcán desde su nacimiento, describiendo su actividad eruptiva de acuerdo a lo que observaban, y de las narraciones que hacían los habitantes de los alrededores, respecto a la actividad del volcán.

Wilcox (1954a), calcula el volumen de material emitido como roca densa (DRE: del inglés dense rock equivalent) en ~1.4 km³.

Demant (1981), elaboró un mapa localizando los principales aparatos volcánicos con base en los espaciomaps del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática

(INEGI) correspondiente a las cartas Colima y Morelia, escala 1:250,000. Los volcanes son relativamente jóvenes pero muestran el efecto a la erosión, los que pueden considerarse de edad reciente, están distribuidos en un área de 5,760 km² y rodean la región oriente del volcán Parícutin.

Hasenaka y Carmichael (1985), localizaron más de 1000 volcanes en el CVMG, que incluyen conos cineríticos, volcanes escudo y flujos de lava principalmente. Hicieron una compilación que incluye localización, tamaño de los volcanes y sus estructuras. Identificaron volcanes y analizaron la distribución y morfología. Además establecieron la edad de 7 conos y estimaron la edad de otros 78 volcanes.

También Hasenaka y Carmichael (1987), estudiaron la mineralogía y composición química de aproximadamente 200 volcanes en el CVMG. Con los datos obtuvieron una estimación aproximada de las edades de los volcanes.

Connor (1987) describió la geología del CVMG a través de un análisis de la distribución espacial de los volcanes, localizando alrededor de 1894 conos en un área de 34,500 km², asociados a fallas y a flujos de lavas del Terciario y Cuaternario.

Correa (1974), concluye que al estado de Michoacán se le debe considerar fitogeográficamente como una región holártica y malayo-pacífica, que obedece a múltiples factores biológicos y del medio físico. Biogeográficamente pertenece a la región neártica y neotropical.

Correa (1979), analizó la clasificación de suelos de la FAO, ajustándola al estado de Michoacán. Menciona que estos son básicamente de ceniza volcánica, andosoles (formados por ceniza volcánica rica en cristales y en condiciones húmedas y frías); litosoles (suelos poco desarrollados en rocas duras, que limita a cierta profundidad con una roca continua. Se emplea para la agricultura, pero cuando se agotan solo se utilizan para pastos muy pobres); regosoles (suelos poco desarrollados, formados por material no consolidado y blandos, presentan poca materia orgánica. Su uso es de pastoreo y frutales) (Correa, 1974).

Settle en 1979, describió la distribución de 170 conos de ceniza, en la vecindad del Parícutin y caracterizó el terreno como una plataforma de tipo volcánico donde los conos de ceniza se distribuyen ampliamente (Connor, 1987).

Delgado et al. (1993) concluyen que el 60% de las publicaciones que han hecho referencia a la región del occidente del Cinturón Volcánico Mexicano pertenecen a estudios de los volcanes de Colima y Parícutin.

Hasenaka (1994) analizó petrográficamente los diferentes tipos eruptivos de los conos cineríticos en el CVMG, identificando una concentración de volcanes escudo con una edad de ~3 a 1 Ma. a una distancia de 300 km de la trinchera Mesoamericana y una concentración de conos cineríticos con una edad menor a 1 Ma, a una distancia menor a los 200 km de la trinchera.

Inbar et al. (1994) evaluaron los procesos de erosión y sedimentación en el cono del Parícutin 47 años después de la erupción mediante mapas 1:50,000, aerofotos y datos del terreno. Estos investigadores compararon sus resultados con los de Segerstrom considerando los rangos de erosión 3 ó 4 veces más altos de la tasa de erosión normal.

Delgado et al. (1995) realizaron estudios magnetoestratigráficos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) que sugieren una migración del volcanismo de aproximadamente de 90 km hacia la Trinchera Mesoamericana. La determinación de la edad fue importante para interpretar la evolución del volcanismo monogenético. Se muestrearon 32 estructuras volcánicas que comprendían flujos de lava, conos de escoria, volcanes escudos y un estratovolcán a lo largo de un transecto NE-SW. Se concluyó por varios métodos de datación que la mayoría de los volcanes son del Cuaternario y se utilizó la polaridad magnética para estimar si son anteriores o posteriores a los 0.78 Ma.

Luhr y Delgado en 1997, presentaron un reporte de la excursión “Aerial Examination of Volcanoes Along the Front of the Western Trans-Mexian Volcanic Belt and a Visit to Parícutin” en la Asamblea General de International Association of Volcanology and

Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) donde describen la distribución de los volcanes y estructura de éstos en el MGVF, asimismo el tipo de actividad del volcán.

Legorreta (1999) calculó el volumen emitido para los primeros tres años de erupción, a partir de mapas topográficos de 1939 y 1946, utilizando los Sistemas de Información Geográfica (SIG) y calculando el volumen de los procesos erosivos con los mapas de 1949 y 1976. Registró datos de temperatura y precipitación para 1995 y 1996 en las laderas del cono volcánico, colectó muestras de granulometría e hizo un seguimiento de la evolución de cobertura vegetal, encontrando nuevas especies en desarrollo en el cráter y laderas del volcán. Señala que otros de los temas que se han dejado abiertos para estudios más específicos son los referentes a la erosión en las partes superiores de las laderas del cono principal, la cual llega a remover las partículas medias y finas en época de secas y al inicio del periodo de lluvias. Así mismo, la cuantificación de los procesos antrópicos permitiría conocer si los procesos naturales de estabilización de laderas (comunes en volcanes más antiguos y menos visitados de la región) son suficientes para evitar el desgaste de las laderas más visitadas por los turistas.

Luhr (2001), demostró que el dramático cambio en la composición del magma era solo una parte de la historia petrológica. Dividió la erupción en tres fases: 1) de febrero a julio de 1943 se caracterizó por una masa de $K_2O < 1$ wt%; 2) A inicios de agosto de 1943 y hasta 1946, se representó por $K_2O \sim 1.2$ wt%; 3) se extendió al final de la erupción, con una masa de dióxido de silicio (SiO_2) aumentando de 56.1 a 60.3 wt% y acrecentado oxido de potasio (K_2O) de 1.2 a 1.7 wt%. Hizo una clasificación de la actividad eruptiva en las siguientes fases: 1) donde el material que surgió a principios de 1943 tenía una composición diferente del magma durante la mayor parte de la actividad explosiva (1946); 2) una disminución del tamaño del grano en 1943; 3) composición del magma que después cambio de basalto-andesita a andesita y dominando la efusión de lava (1947).

En el año 2005, Delgado Granados y Victoria Morales realizaron una visita al volcán Parícutin con un grupo de 12 estudiantes de Geología, a quienes previamente se les impartió el curso "Construcción de mapas de peligro geológico". Se obtuvo información

granulométrica, parámetros estadísticos, evaluación de peligros, descripción de datos de viento, simulaciones y descripción de posibles escenarios. Delgado Granados et al. (2007) y un grupo de participantes del congreso de la AGU, realizaron una visita al Parícutin donde se abarca de una manera general los procesos eruptivos de conos monogenéticos y hace referencia a estudios anteriores, en los que se discuten los resultados.

Pioli et al. (2008) volvieron a examinar las características de las tefras depositadas en cuatro localidades que fueron seleccionadas para abarcar la gama completa de la actividad del volcán Parícutin a fin de vincular las características de los depósitos, y poder desarrollar una sólida definición de la actividad estromboliana de este volcán. Demostraron que a mayor tasa de erupción existe una mayor producción de tefra en relación con la proporción de la lava.

Ownby et al. (2007) realizaron un estudio del volcán Tancítaro con 26 fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en donde determinan la edad en $>793\pm 22$ ka, con una actividad efusiva más reciente de 237 ka y calculan el volumen emitido por el volcán Tancítaro en 97 km^3 . También se encargan de describir los depósitos de avalanchas y flujos de escombros, describiendo dos eventos de colapso que fueron identificados y fechados. El primero ocurrido en el lado W entre 694 y 571 ka, con un volumen aproximado de 2.3 a 3.4 km^3 que cubrió un área de $\sim 567 \text{ km}^2$; el segundo ocurrido en el lado E entre 261 y 238 ka, con un volumen calculado entre 3.6 a 7.0 km^3 distribuidos en un área de $\sim 654 \text{ km}^2$. Realizó la reconstrucción del edificio principal del volcán usando modelos digitales de elevación con el software ArcGIS.

Erlung et al. (2009) realizaron un estudio petrológico de tefras y lavas con las mismas muestras que Pioli et al. (2008) y confirmaron la clasificación de las cuatro fases de la actividad sugeridas por Luhr (2001). Las características físicas y químicas del material estudiado generaron una nueva interpretación de las condiciones físicas que condujeron a la evolución de la composición del magma durante los 9 años de actividad.

I.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El volcán Parícutin es un volcán monogénético cuya actividad comenzó en el año de 1943, atrayendo la atención de la comunidad científica. Entre los trabajos que trataron sobre la tasa de emisión de las tefras resaltan las conclusiones alcanzadas por Segerstrom en 1946, estima un volumen de tefra emitida de $\sim 2.2 \text{ km}^3$. Sin embargo, este autor se concentra en la actividad de los primeros tres años de la erupción y, aún hoy en día, no se ha realizado una estimación detallada del volumen total de tefra producida. Por su parte Legorreta (1999) estima el volumen del cono a través de modelos digitales de elevación, omite el cálculo del volumen de lavas y tefras depositadas sobre éstas. Además, tampoco está disponible un cálculo sobre la tasa de erosión que los depósitos del Parícutin han sufrido recientemente. Al existir un cúmulo enorme de información que puede ser tratada de manera digital, se hacen necesarios para el cálculo de volumen modelos digitales de elevación para períodos anteriores y posteriores al inicio de la erupción del Parícutin.

I.5 HIPÓTESIS

Los modelos digitales de elevación se pueden utilizar para el cálculo del volumen de tefras y productos volcánicos que dan como resultado procesos acumulativo-erosivos, explicando el desarrollo de los procesos geomorfológicos bajo diferentes condiciones climáticas. Si se utilizan modelos digitales de diferentes años y se hace una comparación, se podría calcular el volumen y reconocer la acumulación del material de tefras durante el periodo eruptivo, así como obtener la distribución de materiales volcánicos de manera cuantitativa y precisa.

I.6 OBJETIVOS

General

- Calcular el volumen total de tefras emitidas por el volcán Parícutin entre 1943 y 1952 y el volumen de material erosionado entre 1946- 2000 y 1995-2000 mediante la comparación de modelos digitales de elevación.

Particulares

- Mostrar el empleo de modelos digitales de elevación (MDE) en los procesos geomorfológicos.
- Calcular el volumen de tefras entre 1934 y 1946, 1934 y 2000 y el volumen del cono del volcán Parícutin entre 1934-1946 y 1934-2000.
- Comparar los volúmenes calculados, con los obtenidos por Fries (1946).

I.7 METODOLOGÍA

La metodología que se utilizó para la realización de este trabajo fue la siguiente:

- Recopilación de material bibliográfico y cartográfico publicado sobre el volcán Parícutin.
- Creación de modelos digitales de elevación mediante el uso de programas de computadora para la digitalización de cartas topográficas.
- El trabajo de gabinete consistió en la digitalización de las cartas topográficas a escala 1:10,000 de los años de 1934 y 1946 (Foshag y González Reyna, 1956). Estas cartas fueron elaboradas mediante procedimientos fotogramétricos con base en las fotografías aéreas tomadas por la Compañía Mexicana Aerofoto, S.A. con fondos de la Sociedad Geológica de América; el control horizontal y vertical, fue basado en las estaciones Angahuan y Peña del Horno de la Dirección de Geografía del Gobierno Mexicano; la compilación estereoplanográfica fue hecha por el USGS. Las fotografías aéreas no tenían referencias geográficas, las cuales se construyeron con un sistema cartesiano utilizando la carta topográfica de Uruapan y Paracho (INEGI).

Ambas cartas se georeferenciaron y ortorrectificaron empleando el modulo ORTHOENGINE del programa PCI Geomática; posteriormente se exportó al programa Surfer[®], en donde se digitalizaron cada una de las curvas de nivel de cada carta. Los archivos resultantes se salvaron como GEOTIF, con el objeto de que conservaran la

georeferencia. Una vez digitalizadas las curvas de nivel de ambas cartas se procedió a construir los MDE, y para ello se empleó el algoritmo de interpolación denominado KRIGING con un espaciamiento en la horizontal de 5 m, finalmente se obtuvieron los MDE correspondientes a 1943 y 1946.

El método kriging, es uno de los más usuales, minimiza la varianza de errores. Para realizar una predicción se utilizan los datos dos veces, para estimar la distribución espacial de autocorrelación de datos y para hacer predicciones. La altitud se define como una variable que se explica mediante funciones de correlación espacial en función de la distancia entre datos vecinos (donde el valor “z” se deduce de valores circundantes).

- Para el caso de MDE derivados de curvas de nivel vectorizadas e interpoladas, la exactitud del MDE depende de la escala del mapa fuente y de la precisión de los métodos de compilación, así como de los procedimientos empleados para la vectorización de las curvas de nivel.

- La exactitud vertical se calcula comparando las elevaciones interpoladas linealmente en el MDE con las correspondientes elevaciones conocidas. Los puntos de control con elevación conocida estuvieron bien distribuidos sobre el MDE, y en lugares foto identificables del terreno.

- Una vez que se elaboraron los MDE se procede al cálculo de áreas y volúmenes con el programa Surfer[®]. El volumen de magma total emitido se recalculó para obtener el volumen de la roca densa equivalente (DRE), a partir del volumen adquirido mediante la resta de los MDE, para posteriormente calcular el volumen del magma y compararlo con el obtenido por Frías en 1953.

- Después de haber obtenido los MDE, se restaron los modelos a escala 1:20,000 del año 2000 de SIGSA (Sistemas de Información Geográfica, S.A.) y 1:50,000 del año 1995 de INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), para calcular las tasas de erosión y depositación en el área. Esta diferencia de escalas produjo un error vertical, por lo que se obtuvo un promedio. El error vertical para el modelo 1:20,000 es de $\pm 2\text{m}$,

mientras para el modelo 1:50,000 es de ± 12 m. La resolución de la imagen es mejor para el modelo del año 2000.

- Posteriormente se digitalizó el mapa de isopacas realizado por Segerstrom, y con base en las fotografías aéreas de 1946 de la Cía. Mexicana Aerofoto y la Fuerza Aérea del Ejército de los Estados Unidos, se creó un MDE con el fin de mostrar el espesor de la ceniza en metros. Se restó al área de lavas, el volumen de tefras depositadas sobre estas para estimar el volumen emitido de cenizas entre 1943 y 1946. Se restaron los modelos 1:10,000 de 1934 y 1:20,000 del 2000 para calcular el volumen mínimo del cono y de las tefras emitidas, y así se pudo comparar los volúmenes de lava y tefras.

- Se calculó el volumen del cono que está oculto por lavas. Para ello se obtuvo el área a partir de una triangulación que sigue la pendiente del cono en base a perfiles trazados para los MDE de 1934, 1946 y 2000.

- Para entender el proceso erosivo se consideraron los datos de precipitación, que indican la cantidad de lluvia para cada época del año, ya que el Parícutin se encuentra en una de las áreas de mayor precipitación del estado de Michoacán. Para obtener dichos datos, se requirió localizar las estaciones meteorológicas del estado de Michoacán y hacer una selección de las estaciones cercanas al área de interés (ubicadas entre 2 y 23 km de distancia al volcán). Los datos de precipitación fueron proporcionados por la Comisión Nacional del Agua (CNA), los cuales están reportados en milímetros (mm) mensuales, obteniendo así la precipitación anual para los años en que existe una base de datos (1920-1990). Para representar los resultados se realizó una gráfica de la estación Uruapan, SMN, para obtener la tendencia del régimen de lluvia para los años en que existen registros de precipitación. Además se consideraron los registros obtenidos por otros autores (Segerstrom, 1950; Fries y Gutiérrez, 1951) sobre duración e intensidad de lluvia en el periodo más lluvioso.

Estos datos son de gran importancia debido a que se asume que la erosión más intensa, en la zona de estudio ocurre durante el período de lluvias.

CAPITULO II. MARCO CONCEPTUAL

II.1 VULCANISMO

En México, la vulcanología adquirió un interés especial con la aparición del volcán “Parícutin”, en las estribaciones de la Sierra del Tancítaro, pico más elevado del estado de Michoacán, y gracias al nuevo volcán se pudo precisar cómo se formaron los volcanes adyacentes al Parícutin.

Los volcanes como éste constan de un edificio compuesto de materiales que se acumulan sobre la superficie terrestre y de un conducto o sistema de conductos, también llamado chimeneas, por el cual se pone en comunicación con la superficie, de manera permanente o temporal, con los magmas del interior de la Tierra.

Los volcanes aparecen en zonas de la superficie en donde es débil la resistencia de la corteza terrestre, que corresponden a fracturas y fallas.

Algunos conos recientes se localizan sobre antiguas formaciones volcánicas, como el Xitle en las faldas del Ajusco y el Parícutin en las estribaciones del Tancítaro.

Durante una erupción volcánica se da la emisión de materiales magmáticos (rocas fundidas acompañadas de gases y vapores), desde grandes profundidades terrestres hacia la superficie y la atmósfera para formar diferentes estructuras volcánicas.

II.1.1 Estructuras volcánicas (Araña, V., sin año)

Están predeterminadas por los mecanismos eruptivos explosivos o efusivos. En menor escala, el tipo de magma y el grado de cristalización condicionan la estructura interna y superficial de las rocas volcánicas.

Las erupciones efusivas se caracterizan por la salida de grandes cantidades de magma a través de una fractura profunda.

Las erupciones explosivas, dan como resultado dos tipos de estructuras: volcanes escudo y estratovolcanes. Los primeros se caracterizan por la efusión de lavas muy fluidas que originan un edificio volcánico extenso y de poca altura en relación con su extensión. Los segundos presentan mayor altura, con cono y cráter y muestran una clara estratificación de los productos volcánicos.

De acuerdo a la escala se dividen en mega-estructuras, macro-estructuras y meso-estructuras.

Las mega-estructuras se refiere a los arcos insulares (fosa, cinturón volcánico y arcos residuales), cordilleras volcánicas en márgenes continentales activos (velocidad e inclinación de los planos de subducción), dorsales (velocidad de expansión oceánico, fallas transformantes), rifts, cadenas de islas (puntos calientes) y plataformas basálticas (erupciones fisurales).

Las macro-estructuras, grupo que comprende: campos de volcanes, volcanes escudos, estratovolcanes y calderas.

Por último, tenemos las meso-estructuras que se refiere a: conos de ceniza, maares, domos, diques, coladas, depósitos piroclásticos y lahares. En este grupo se encuentra el volcán Parícutin.

II.1.2 Morfología de conos cineríticos

Mears (1978) define a los conos de ceniza como: “explosiones eruptivas continuas de piroclastos producen conos cineríticos, que son una acumulación de forma cónica con pendiente pronunciada, de material sólido proyectado alrededor del orificio central o cráter, aunque los conos pueden formarse sobre lava, y puede derramarse lava alrededor de la base, los conos en sí contienen sólo piroclastos. Son del tipo más pequeño de volcanes que raramente sobre pasan unos cuantos centenares de metros de altura, y pueden aparecer en conjunto formando campos de volcanes”.

Las características de los conos en base a su morfología son presentadas a continuación:

Entre las estructuras que se forman, se encuentran los conos de escoria, que son en gran medida el tipo más común de volcán en la Tierra. Son volcanes cónicos, relativamente regulares, constituidos de material piroclástico, generalmente de composición basáltica o andesítica, dominado por fragmentos de diámetro de 2–64 mm. Su forma se puede definir por los parámetros D_{Ce} (diámetro en la base), D_{Cr} (diámetro del cráter), H_{Ce} (altura) y α (gradiente de pendiente) (Schmincke, 2004). El promedio del diámetro basal para este tipo de conos es sobre los 0.8 km y un rango de 0.25 a 2.5 km; el promedio del volumen esta sobre $4 \times 10^7 \text{ m}^3$, producido en un promedio eruptivo medio de $30 \text{ m}^3/\text{s}$. La altura varía entre 50 y 200 m, con los diámetros del cráter entre 50 y 600 m, y un gradiente estrecho de 32 a 33° . Las dimensiones de los conos de escoria parecen relacionarse el uno al otro de la siguiente manera: $H_{Ce}=0.018 D_{Ce}$ y $D_{Cr}=0.40 D_{Ce}$ (Schmincke, 2004).

Cuanto más alta es la tasa eruptiva, comúnmente más grande es el volumen total de un cono de escoria. El volumen de la mayoría de los conos de escoria varía a partir de 10^4 a 10^8 m^3 , y están asociados a flujos de lava que son comúnmente sobre un orden de magnitud más alto. En otras palabras, los conos de escoria generalmente representan solamente una fracción muy pequeña de la masa total de magma de la erupción. (Schmincke, 2004).

Por su parte, Julio (1998), emplea para clasificar a los volcanes, los siguientes parámetros morfométricos:

1. Latitud y longitud. Se consideran las coordenadas de la cima de cada volcán.
2. Altitud de la cima. Curva de nivel de mayor valor, que indica la cima del volcán.
3. Altitud de la base. Medido de dos formas. A) se considera la cota de la curva de nivel en la base del volcán, es decir el sitio en donde las curvas de nivel se ensanchan considerablemente o donde se observa un cambio drástico de su forma. B) cuando el aparato volcánico presenta una base a diferentes alturas, se hace un promedio de las alturas indicadas por las curvas de nivel.
4. Altura del volcán. Mediante la siguiente expresión:

Altura = altitud de la cima – altitud de la base

5. Diámetro de base mayor (DBM) y diámetro de base menor (dbm). Se compara la base del volcán con una figura semejante a una elipse, en donde el diámetro mayor de la figura corresponderá a la base mayor del volcán y el diámetro menor al diámetro base menor del volcán.

6. Diámetro de base promedio (DBP). Se obtiene de la siguiente expresión:

$$\text{Diámetro base promedio} = \frac{\text{diámetro base mayor} + \text{diámetro base menor}}{2}$$

7. Diámetro del cráter (Dcr). Se considera el diámetro mayor.

8. Relación altura-diámetro de base mayor (A/DBM). Depende de la edad del volcán, los cuales decrecen con el tiempo.

9. Pendiente. En base a lo propuesto por Hasenaka (1994). La pendiente es igual al arco tangente de la relación altura/diámetro base promedio menos diámetro del cráter.

$$m = \tan^{-1} (2 A / (DBP - Dcr))$$

10. Volumen. En base a lo propuesto por Hasenaka (1985b) por aproximación a un cono cinerítico truncado. Utilizando el radio, lo expresa de la siguiente manera:
A= altura, Dcr= diámetro del cráter, DBP= diámetro de la base promedio

$$V = 1/3 \pi (h) [a^2 + a*b + b^2]$$

11. Edad, rumbo (se mide el azimut del eje mayor de cada estructura, DBP).

12. Clima. Para establecer la importancia de las variantes climáticas de la región estudiada (precipitación y temperatura anual).

13. Densidad de disección. Se analizan los cauces, es decir, su longitud total por unidad de área (1km²).

El término estromboliano, se ha utilizado indistintamente para describir una diversidad de erupciones volcánicas que varían desde ráfagas volcánicas pequeñas hasta columnas eruptivas de altura kilométrica. Sin embargo, la actividad estromboliana típica está

caracterizada por ser de breve duración. Los impulsos explosivos de la lava pueden expulsar material incandescente bajo forma de bombas volcánicas arrojadas a cientos de metros. A diferencia de las estrombolianas, las erupciones de tipo hawaiano nunca desarrollan una columna eruptiva. Expulsan lava basáltico-andesítica moderadamente fluida a través del conducto del volcán. La acumulación de las altas presiones de gas da lugar a explosiones. Las estrombolianas son consideradas mucho más peligrosas que las hawaianas. Las explosiones de tipo estromboliano expulsan bombas, lapilli y cenizas volcánicas (Tabla 2.1) sus erupciones forman típicamente conos de escoria con depósitos piroclásticos de caída (Corona, 2002a).

La tefra está constituida por fragmentos de roca y lava que han sido expulsados hacia la atmósfera y que luego caen nuevamente sobre la superficie terrestre (Tilling, 1989).

Tabla 2.1. Clasificación de tefras (Fisher, 1961).

Piroclasto	Tamaño (mm)	Equivalente litificado
Bloques bomba	> 64	Brecha volcánica aglomerado
Lapilli	2 – 64	Toba de lapilli
Ceniza	< 2	Toba de ceniza

II.2 MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN

Modelo, es un conjunto de relaciones de forma simplificada para representar la realidad en la que aparecen algunas de sus propiedades del sistema original del terreno que queda representado por otro objeto o sistema de menor complejidad (Felicísimo, 1994).

Un modelo digital de elevación (MDE) es una representación digital de la superficie terrestre generada por computadora, es decir, se trata de un conjunto de puntos de los cuales las coordenadas X, Y, y Z son registradas en una base de datos. Logrando una aparente

tercera dimensión definida por la distribución de tonos o colores que facilita la percepción visual de las características del terreno. Es una estructura numérica de datos representando la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno (Felicísimo, 1994). Para cada posición se calcula el coeficiente de correlación de la matriz de búsqueda (ecuación 1). El resultado de la aplicación de la función de correlación define la mejor posición de la matriz de referencia y su correspondiente de la ecuación (Fig. 2.1).

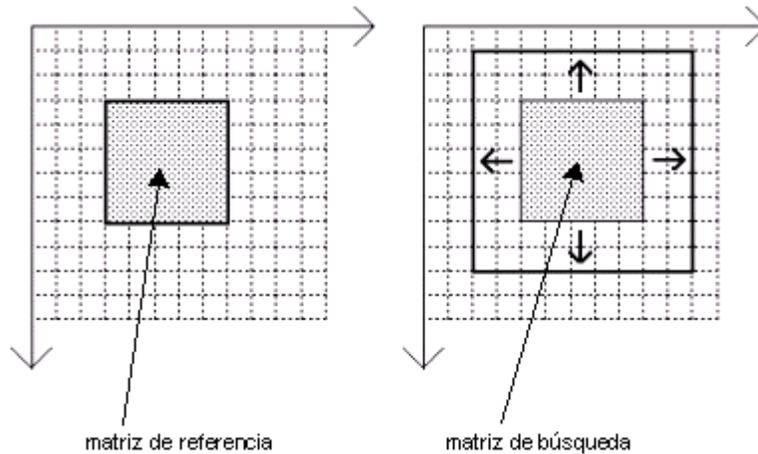


Fig. 2.1. Se muestra el esquema en que la primera matriz, o “matriz de referencia toma un elemento para comparar tonos de gris con la matriz de búsqueda” (INEGI, 2008).

ECUACIÓN 1:

$$\rho = \frac{\sum_{R=1}^R \sum_{C=1}^C (g_1(r,c) - \mu_1) (g_2(r,c) - \mu_2)}{\sqrt{\sum_{R=1}^R \sum_{C=1}^C (g_1(r,c) - \mu_1)^2 \sum_{R=1}^R \sum_{C=1}^C (g_2(r,c) - \mu_2)^2}}$$

Donde:

ρ = coeficiente de correlación.

$g_1(r,c)$ = valores individuales de gris de la matriz de referencia.

μ_1 = valores promedio de gris de la matriz de referencia.

$g_2(r,c)$ = valores individuales de la parte correspondiente de la matriz de búsqueda.

μ_2 = valores promedio de gris de la parte correspondiente de la matriz de búsqueda.

R,C= número de filas y columnas de la matriz de referencia.

Los valores de elevación pueden ser manipulados digitalmente y desplegados en un monitor como una “malla” (Fig. 2.2), a la que se asocian los valores de altura a cada una de las intersecciones de líneas de la misma.

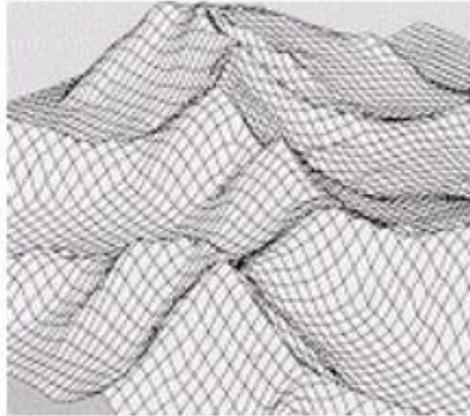


Fig. 2.2 Representación tipo malla.

Puede describirse de forma genérica como una función de la forma:

$$z = f(x, y)$$

Donde “z” representa la altitud del terreno en el punto de coordenadas (x, y). Los valores de “x” “y” corresponden con las abscisas y ordenadas de un sistema de coordenadas plano, habitualmente un sistema de proyección cartográfica, es decir, que en la elaboración de los MDE por conversión de mapas, los cuales están en una base de material que tiene características físicas de estabilidad dimensional. Lo que se obtiene es un positivo de las curvas de nivel con extensión de curvas que garantiza la liga entre conjuntos de datos.

La unidad básica de información del MDE es el valor de altitud “z”, que acompaña a los valores “x” “y”, expresados en un sistema de proyección geográfica para una precisa referenciación espacial. Las variantes aparecen cuando se llegan a definir las interrelaciones entre las unidades elementales de información. Estas interrelaciones es lo que configura las diferentes opciones en la estructura de datos, la cual es trascendental pues condiciona completamente el futuro manejo de la información. El valor de un punto de localización arbitraria es estimado por interpolación a partir de los datos de su entorno (Reuter, 2002).

Los diagramas (sombreado, contorno, malla y vectorial) de imagen son representaciones oblicuas del terreno generados a partir de un MDE, que permiten una visualización del terreno, así como algunos otros atributos del paisaje, que en una vista vertical son difíciles de apreciar (Reuter, 2002). Por lo general, se visualizan como un modelo de tercera dimensión, aunque también existen otras formas de representación como puede ser asignar valores a los intervalos de alturas diferenciados por colores, ya sea de tonos de gris o de colores. Por lo que pueden ser representados en dos o tres dimensiones.

Desde un punto de vista estadístico, la exactitud representa la ausencia de un error sistemático o desviación en la base de datos. Cuando no existe desviación, el promedio de la variable es igual a su valor verdadero. Para aplicar este concepto a un MDE es necesario comparar las elevaciones derivadas del mismo con otra fuente de información con un mayor grado de exactitud (Shearer, 1990 en Fallas, 2000).

II.3 CLIMA: FACTORES Y ELEMENTOS

Según Hann en 1908, el clima es el conjunto de fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en un punto de la superficie terrestre. Es el estado más frecuente de la atmósfera en un lugar determinado y comprende los extremos y todas las variaciones (Albentosa, 1990).

Los elementos del clima son el conjunto de componentes, producto de las relaciones entre fenómenos físicos que ocurren en la atmósfera y que caracterizan el clima o tiempo. Estos elementos son:

Temperatura, es el grado sensible de calor que retiene la atmósfera, y es el resultado del movimiento de rotación, traslación, latitud, longitud y vegetación.

Viento, movimiento horizontal de las capas interiores de la atmósfera. La causa principal de movimientos del aire es la desigualdad de presiones atmosféricas, causadas por las variaciones de temperatura.

Presión atmosférica, es el peso del aire, se ejerce sobre todos los cuerpos y en todas direcciones. Varía por la temperatura y altitud principalmente. A mayor temperatura menor es la presión y viceversa.

Nubosidad, están constituidas por pequeñísimas gotas de agua o cristales de hielo que se encuentran suspendidas en la atmósfera.

Humedad atmosférica, es la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera terrestre. El vapor procede de la evaporación de los océanos, mares, ríos, lagos. La cantidad de vapor de agua que puede absorber el aire depende de la temperatura. El aire caliente se eleva en la atmósfera conteniendo más vapor de agua que el aire frío. Al llegar a zonas más frías el vapor de agua se condensa y forma las nubes (de gotas de agua o cristales de hielo).

Precipitación, se origina en las nubes, se efectúa en forma de innumerables gotas microscópicas que las llegan a constituir, por ello para caer a la tierra como lluvia deben aglutinarse hasta alcanzar el peso suficiente para precipitarse (García, 1988).

La acción de desgaste o transporte y depositación de material, originado por la precipitación sobre el relieve, modifica su estructura original, convirtiendo así, en regiones planas, aquellas que en algún tiempo fueron elevadas. Al caer las gotas de agua, con su peso desgastan el terreno en mayor o menor grado según la naturaleza de este. Por ejemplo, el desgaste ocasionado por las aguas en volcanes, es mucho mayor en un principio, cuando el material aún no se ha consolidado. En climas muy húmedos, la acción destructiva del agua sobre los conos monogenéticos, es el resultado de las intensas lluvias, que dan lugar a escurrimientos, sin cauces definidos, destruyendo todo lo que encuentran a su paso, como se ha observado en el volcán Parícutin. Las lluvias que se presentan en el área de estudio son intensas, breves y torrenciales.

Los factores climáticos, son las causas que determinan a los elementos del clima de un lugar a otro y de una estación a otra. Estos son:

Radiación solar, principal fuente de energía de la atmósfera en forma de rayos lumínicos y calóricos que el sol radia en forma de ondas cortas.

Latitud, distancia angular medida a partir del ecuador hasta los polos; este factor influye en los elementos del clima, influye sobre la temperatura, presión, nubosidad y precipitación.

Altitud, distancia media en metros, a partir del nivel medio del mar hasta la parte más elevada de un lugar, este influye sobre la temperatura, presión y vientos. La zona de estudio se encuentra en una región montañosa, por lo cual contiene mayor humedad, nubosidad y precipitaciones intensas, comparado con áreas bajas o llanuras.

Distribución de tierras y aguas y las corrientes marinas. Las zonas terrestres son menos húmedas, nubosas y presentan mayor oscilación térmica que las áreas marítimas. Las corrientes marinas pueden ser cálidas o frías. Las primeras convierten a las porciones terrestres cercanas a su trayectoria en zonas húmedas, nubosas y con precipitaciones abundantes, las segundas dan lugar a regiones frías, secas y áridas.

Vegetación, influye sobre los elementos pero, al mismo tiempo es el resultado de ellos. Los bosques mixtos de pino, michoacano, encino y otros, que se encuentran alrededor del volcán Parícutin, se caracterizan por estar en una región de temperatura del mes más caliente inferior a 18°C, humedad máxima y abundantes precipitaciones.

Al existir mayor vegetación la humedad aumenta y modifica la temperatura.

II.4 EROSIÓN

La erosión es un proceso de suavización o nivelación del terreno, en el que el suelo y sus partículas rocosas son transportados, rodados y arrastrados por la fuerza de la gravedad. Es parte del proceso total de la denudación que incluye la subdivisión física, la solución química y el transporte del material. La erosión implica movimiento del material del suelo y de la roca ocasionado por agentes tales como: cambios en la temperatura, viento, hielo, agua y gravedad, fauna, actividad humana y se ve muy beneficiada por el tipo de suelo, y vegetación.

La degradación del suelo, desde un punto de vista ambiental y global, es el fenómeno que causa una disminución de la capacidad del suelo para desarrollar una serie de funciones, lo que afecta básicamente su estabilidad y productividad. Estas funciones consisten en que el suelo es el medio para el crecimiento de las plantas, es el regulador del régimen hídrico de las unidades hidrológicas y se comporta como filtro ambiental. Este enfoque permite considerar al suelo como parte de un territorio y de una realidad socioeconómica, histórica y cultural. En este estudio nos interesa calcular la erosión para conocer cuantitativamente la pérdida de material del volcán Parícutin, y así tratar de entender la degradación de conos de escoria, en un periodo de tiempo relativamente rápido, que se encuentran en regiones con las mismas características climáticas.

Los procesos erosivos implican transporte y durante la acumulación forman depósitos sedimentarios por corrientes fluviales en el cauce y llanura de inundación de los valles fluviales. La composición granulométrica y mineralógica, así como las características estructural-texturales varían ampliamente en función del régimen de los ríos, de la resistencia de las rocas a la erosión, de la cuenca hidrológica y de las condiciones geomorfológicas generales. El aluvión puede ser de ríos de montaña y de planicie. En los primeros, son característicos los materiales gruesos con predominio de guijarros, con una composición mineralógica heterogénea y ausencia de estratificación precisa. El aluvión de los ríos de planicie se caracteriza por una composición mineralógica más regular; cuando las rocas sedimentarias son afectadas por la corrosión, en los horizontes superiores cambia a estratificación cruzada. En los valles fluviales, río abajo disminuye el tamaño del material y encontrándose arenas; al mismo tiempo puede aumentar la proporción de limos y arenas finas transportadas en suspensión. Se distinguen tres fases aluviales principales: de cauce, de llanura de inundación y de cauce abandonado. El aluvión de cauce forma bancos, islotes y otras formas. Consiste en materiales muy rodados, clasificados y estratificados; durante el estiaje, generalmente se cubren con materiales más finos. Los sedimentos de la llanura de inundación se forman durante crecidas. En ellos es característica una menor clasificación de sedimentos areno-limosos con huellas de oleaje y de corrientes, y estructuras de turbiedad (Colotti, 1999).

La gran erosión es resultado de una lluvia torrencial, muy agresiva y que impacta al suelo, tan intensa, que fragmenta los agregados superficiales del mismo convirtiéndolos en partículas de un tamaño transportable. La precipitación constituye el agente activo del proceso de erosión, el cual actuará sobre el suelo. Así el grado de erosión o de degradación se puede considerar como la capacidad de desgaste que tiene el suelo. Está en función de las características físicas y químicas que presenta.

Las formas volcánicas actuales no sólo son resultado de fases eruptivas rápidas, sino también de etapas en las que la erosión progresa a ritmos diferentes. Los conos volcánicos se ven afectados en función de las condiciones ambientales, edad, morfología y composición (Dóniz, 2006).

CAPITULO III. GEOLOGIA

III.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El Parícutin se sitúa en la porción centro-oeste y vertiente meridional de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) o Sistema Volcánico Transversal (SVT, término utilizado por Geógrafos), en el centro del estado de Michoacán, con una elevación de 2,808 m.s.n.m. El volcán se localiza a los 19° 29' 38" de latitud norte y a los 102° 15' 08" de longitud oeste y situado en las estribaciones de la Sierra de Tancítaro (10.9 km al noreste), en frontera con los municipios de Uruapan (22 km al noroeste) y Parangaricutiro (15 km al noroeste). Al norte se ubica el valle de San Juan-Angahuan, hasta donde llegaron las lavas del volcán Parícutin, cubriendo la Población de San Juan Parícutin. Las ciudades de México y Morelia se localizan a 330 km al este y 113 km al noreste, respectivamente. El área de estudio tiene un clima templado subhúmedo con lluvias en verano Cw_2 (García, 1988).

Las vías de comunicación incluyen las carreteras pavimentadas: 43, 15 y 37 (México-Uruapan). El acceso presenta varias opciones: por la carretera No. 43 o por la No. 15, procedentes de Morelia con rumbo a Uruapan, a 110 km de distancia del volcán Parícutin. Se parte de la Ciudad de Morelia y se encamina por la autopista Morelia-Lázaro Cárdenas, pasa por la de Pátzcuaro, y prosigue a la Ciudad de Uruapan. Una vez allí se toma la carretera 37 rumbo a Paracho y un poco antes de llegar a Capácuaro (18 km) se desvía a la izquierda hacia Angahuan (19 km). Existe un camino de terracería transitable todo el año a partir del pueblo Nuevo San Juan Parangaricutiro, por el cual se puede llegar en vehículo hasta el volcán (Fig. 3.1).

Entre las poblaciones más importantes destacan al este, la de Uruapan y Nuevo San Juan Parangaricutiro, al oeste la de los Reyes, Peribán, Zirosto Nuevo, Santa Ana Zirosto y Zacán; al norte las de Cherán y Angahuan, mientras que en su parte meridional se encuentra la población de Tancítaro, al noreste se encuentra San Lorenzo y Capácuaro, y al sureste Jucutácato.

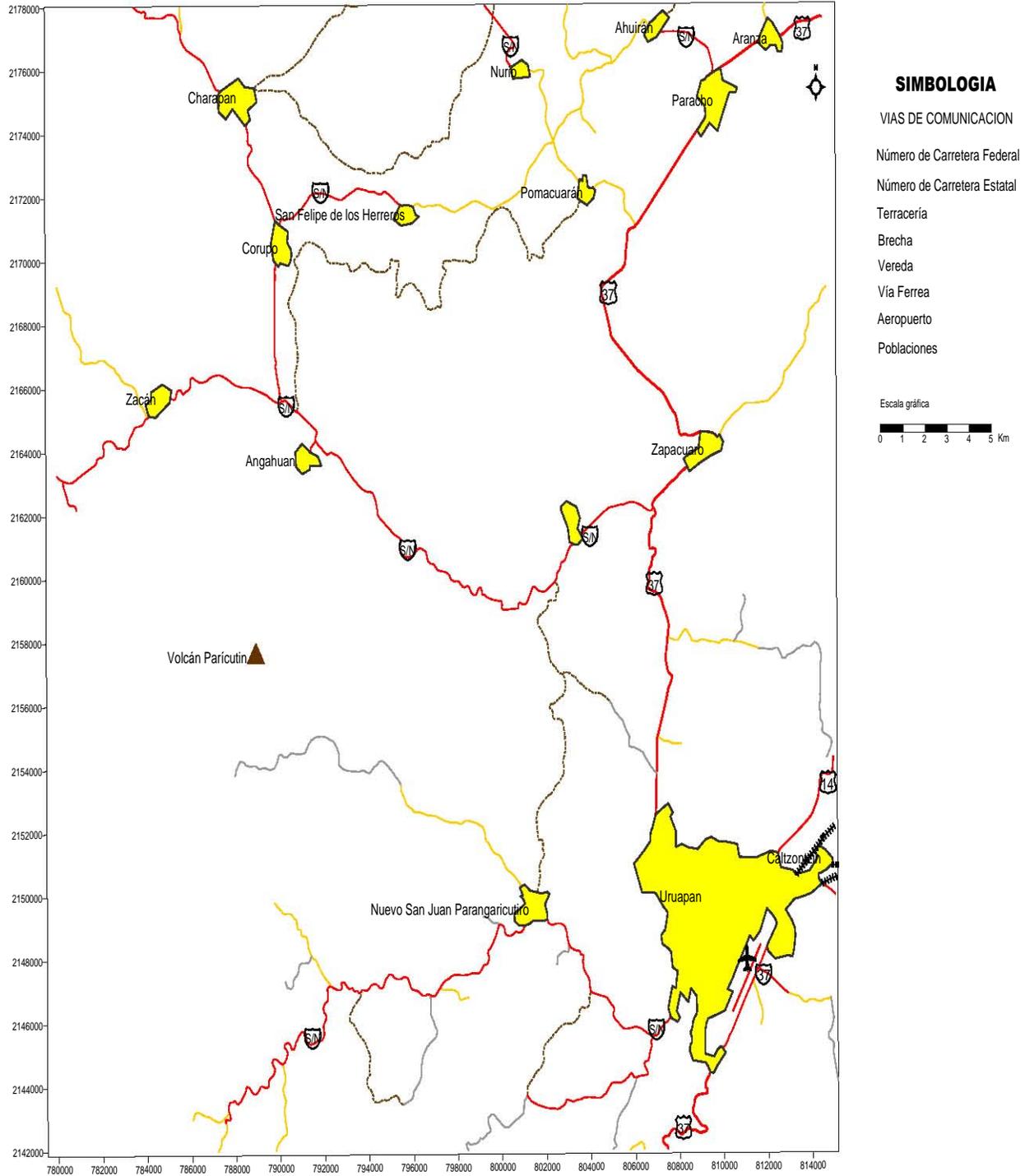


Fig. 3.1. Vías de acceso al volcán Parícutin.

III.2 PROVINCIA FISIAGRÁFICA

De acuerdo con la clasificación de provincias fisiográficas de Raisz (1964) en la región central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM o SVT), existe un total predominio de edificios volcánicos, con elevaciones que alcanzan los 3,840 m.s.n.m., como el estratovolcán Tancítaro, localizado a 11 km al suroeste del Parícutin. Las planicies elevadas aluviales o valles intermontanos fluviales y lacustres son otro de los rasgos morfológicos que conforman esta provincia.

En el territorio del FVTM o SVT existe una serie de fracturamientos ortogonales. Se tienen fracturas con rumbos E-W, N-S, NW-SE, y NE-SW, entre otras. Los grandes volcanes del país, principian desde el oriente, San Martín Tuxtla, Citlaltépetl, La Malinche, Iztaccíhuatl, Popocatepetl, Nevado de Toluca, Tancítaro, Jocotitlán, Ceboruco. Más al oeste el Sistema se deprime hacia el Valle de ciudad Guzmán, Jalisco. Después se eleva donde se ubican los volcanes Nevado de Colima y Volcán de Fuego de Colima.

Hasenaka y Carmichael (1985) localizan un total de 141 volcanes en la región del Parícutin. En un estudio comparativo de los conos volcánicos de este grupo de volcanes sugieren que el Parícutin actuó como válvula de escape más reciente, en el cual la energía se fue generando lentamente durante un largo periodo de tiempo. Al hacer un análisis estructural de la disposición o lineamiento de los conos observan que éstos siguen varios rumbos, pero uno de los principales es N 10°-20° E, mismo patrón que tiene el fracturamiento asociado a estos eventos volcánicos y a la presencia de rocas ígneas intrusivas de composición granito-granodiorita, localizados en la región sur del volcán Parícutin.

La aparición de conos secundarios es geológicamente contemporáneo a los primarios y muy posiblemente simultánea, como es el caso del Sapichu respecto del Parícutin (Blázquez et al, 1956).

En el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG), al SW a 11 km, existe un gran complejo volcánico que constituye la sierra de Tancítaro y su pico más elevado el cerro Tancítaro con una altitud de 3,845 msnm dominando topográficamente la región.

Aún cuando el volcán Parícutin está en la base NE de la sierra de Tancítaro no es un cono parásito, sino que pertenece a un periodo posterior de actividad, ya que las últimas erupciones del Tancítaro tuvieron lugar en el Plioceno Superior (Williams, 1950), pero Ownby et al. (2007), mostraron que el volcán Tancítaro tiene una edad de 793 ± 22 ka, con una actividad más reciente ocurrida hace 237 ± 34 ka. El Parícutin se formó sobre una cuenca rellena muchos siglos después de la formación del Tancítaro. Su altura es considerable comparada con los volcanes aislados, aunque su erupción no alcanzó gran magnitud (Blásquez et al., 1956).

III.3 GEOLOGIA GENERAL EN EL ENTORNO DEL VOLCAN PARICUTIN

El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) tiene una extensión de $\sim 40,000$ km², y está integrado por más de 1000 conos cineríticos y más de 300 volcanes escudo. El CVMG tiene una densidad de 2.5 volcanes/100 km² (Hasenaka y Carmichael, 1985). Como una de las características topográficas más importantes del CVMG se encuentra el volcán Tancítaro con una altura de 3,840 msnm, de composición andesítica, con una extensión de ~ 100 km³. Está constituido por lavas de tipo andesita tiene una edad de 793 ± 22 ka y cobertura de material piroclástico retrabajado por procesos de laderas, con agricultura de temporal o pastizal (Ownby et al., 2007).

La actividad tectónica de la región contribuyó a la inestabilidad gravitacional del volcán Tancítaro, produciendo una avalancha de escombros en el lado este, que origina la forma de herradura que actualmente se observa.

Williams en 1956 describió los valles erosionados de las laderas del volcán Tancítaro como áreas con materiales andesíticos del Pleistoceno Temprano y volcánicos del Plioceno Tardío, a lo que denominó la Formación Zumpinito, que contenía lavas muy alteradas. Estos materiales en realidad corresponden a los depósitos de avalancha de escombros de la parte oriental descrita por Ownby et al. (2007).

Las avalanchas de escombros en el lado este del volcán Tancítaro le dan la forma de herradura con 3 km de ancho. Se presenta un segundo colapso producido por una avalancha de escombros en el lado Oeste del volcán más antiguo. De hecho un rasgo característico de los depósitos del Tancítaro, es la ceniza color amarillo-marrón, que distingue la estratigrafía en esta región.

La avalancha de escombros del sureste llega a tener de 2 a 10 m de espesor (excepto en la zona de montículos o hummocks, donde el espesor rebasa los 35 m), no pertenece a un depósito joven, está profundamente erosionado. La mayoría de los clastos son de color gris claro y son bloques angulares de andesita de hasta 3 m de diámetro. Está delimitado por el drenaje actual y relacionado estrechamente con los sedimentos fluviales, que se encuentran encima y debajo de él.

Al aumentar la distancia con relación a la ubicación del volcán Tancítaro los afloramientos tienen menos espesor y son menos abundantes, por otra parte el depósito de escombros está mejor expuesto en las riberas de los ríos y cortes de carreteras adyacentes.

El área cubierta por la avalancha de escombros y los depósitos laháricos suman una superficie de 576 km², con un espesor promedio de 5 ± 1 m, lo cual equivale a un volumen mínimo y máximo de 2.3 y 3.4 km³, respectivamente. Estos depósitos no están expuestos en toda el área, pues han quedado sepultados bajo material aún más reciente de volcanes escudo. El volumen calculado actualmente para el volcán Tancítaro es de 97 km³ (Ownby, et al, 2007).

El volcán Tancítaro es de gran importancia por su historia eruptiva. Sin embargo, la parte con mayor espesor de cenizas pre-existente, es la que proviene del conjunto de conos vecinos al volcán Parícutin.

Aunque existe material de los diversos conos, la erosión se ha acelerado en gran parte por las lluvias torrenciales en esta región. Se considera que la cubierta protectora de vegetación ha sido destruida por las diversas erupciones que han ocurrido en la localidad (Williams, 1950).

El material pre-existente del volcán Parícutin proviene de los siguientes conos:

Los flujos de lava del cerro Zirotto que se desplazaron hacia el río Itzicuaró, Río Xundan y Agua Blanca. Cerro Camiro presenta barrancos, sus lavas del tipo andesita-basalto llegaron al borde del llano de Teruto. Los flujos de lava del cerro Tzirapan se desplazaron hacia el este y sur a través de una brecha. Las lavas que van desde cerro Prieto hasta el norte de cerro Curupichu son andesitas basálticas. Los cerros Jarátiro, Equijuata y Capatzun fueron cubiertos en gran parte por las lavas del volcán Parícutin. Los cerros Canicjuata, Corucjuata, Cuaxándaran, Turajuata, Pueblo Viejo, Cátaqu, Lópizio, Camiro, Loma Larga, Huachángueran y uno sin nombre, tienen afloramientos que consisten de basaltos de olivino o andesitas basálticas muy parecidas a las del volcán Parícutin.

III.4 DESCRIPCIÓN DE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL PARICUTIN

Luhr y Simkin (1993), describe la actividad.

El volcán Parícutin se ha considerado por su tipo de erupción, estromboliano violento, con lanzamiento de bombas y grandes masas de arenas y lapilli, y grandes derrames de lava. En ocho días se levantó un cono de escorias de 180 m de altura sobre el terreno, a las diez semanas alcanzó los 400 m.

Las rocas presentaron sales de colores verdes, amarillos y rojos, sublimados de cloruros, principalmente de cloruro de hierro.

Las explosiones más intensas tuvieron lugar cuando las lavas poco fluidas tapaban la chimenea e impedían la salida de materiales. Con explosiones a veces muy violentas, que llegaron a contarse hasta 20 por minuto. La temperatura de la lava (basalto de olivino), oscilaba entre los 962 y 1020° C.

El volcán arrojó gases a grandes alturas, por lo que no produjo daños, entre ellos el vapor de agua, cloruro de amonio, ácido clorhídrico, ácido carbónico y bióxido de azufre.

El crecimiento del edificio no fue uniforme; a veces, con las grandes erupciones, se derrumbó parte de los bordes de su cráter para volverse a levantar más tarde. En noviembre de 1943 alcanzó 365 m de altura sobre el valle.

El cráter presentó varias bocas, por las que se alternaban o salían a un tiempo los materiales que lanzaban las explosiones. Las cenizas salían a una velocidad de 100 m por segundo.

Durante el primer año se pudo observar el periodo más violento, cuando la lava se estancó en lo más alto del cráter central; en este año se abrió una chimenea parásita, llamada Sapichu, por ésta fueron expulsados con intensa actividad, derrames de lava, mientras estuvo activo, el cono principal permanecía quieto, pero tan pronto como éste se hundió, el cono mayor reanudó su actividad. Las corrientes más extensas y voluminosas fueron las que cubrieron la población de San Juan Parangaricutiro, que iniciaron en enero de 1944, en una boca de la mesa de los Hornitos y persistieron hasta julio del mismo año. El frente de lava avanzó 2.5 km más allá del pueblo.

El campo de lava quedó definido a fines de 1944, la actividad volcánica entre los años 1945-1952 recubrió a las lavas más antiguas. En la base suroeste del cono, la lava continuó saliendo de varios cráteres durante los años de 1945 y 1946; a principios de 1947 se abrió una nueva boca en la base noreste del cono, no lejos del Sapichu, la cual se le conoció con el nombre de Nuevo Juatita (Fig. 3.2), ya para principios del año 1948, las chimeneas en la base noreste del cono se reabrieron y poco después una de éstas, que se había formado al suroeste del cono principal, se cerró.

El final de la actividad lávica fue brusco y no marcado por un abatimiento de la actividad gradual del volcán; las emisiones se interrumpieron súbitamente, y en la mañana del 25 de febrero de 1952 cesó por completo. El Parícutin tuvo una actividad por espacio de nueve años.

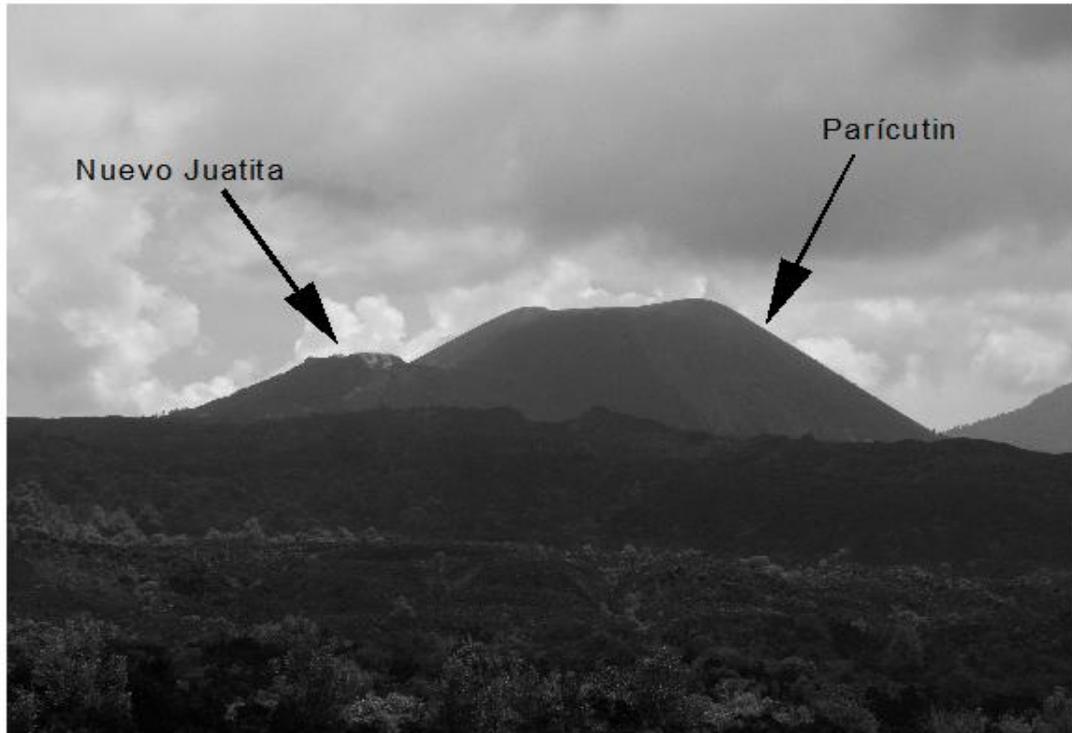


Fig. 3.2. Vista del cono principal Parícutin y Nuevo Juatita desde el N. Foto de Carlos Linares.

La altura del Parícutin se registró de 397 m el 21 de febrero de 1950; en 1952 el cono tenía cerca de 410 m sobre la superficie original del terreno y aunque logró más altura en varias épocas, éstas se perdieron debido a las explosiones y derrumbes.

En la Fig. 3.3 se muestra una gráfica que describe la altura del cono durante el primer año de actividad. En 1943, es el año en que se registró la elevación del cono con fechas precisas.

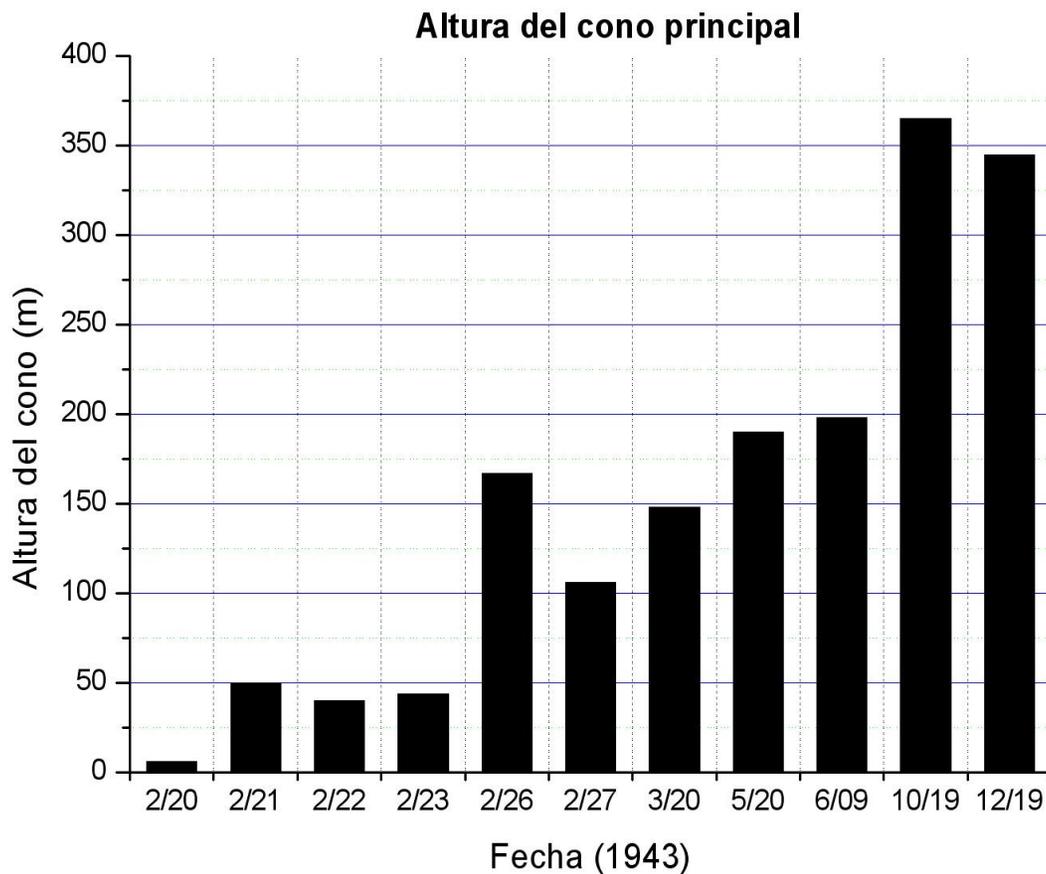


Fig. 3.3. Evolución de la altura del cono. Elaborado con datos de Luhr y Simkin, 1993.

El espesor medio del material fue de 28.7 m, el cual subió progresivamente con el derrame de las lavas, cuyo promedio de emisión representó un flujo de $2.81 \text{ m}^3/\text{s}$, con un máximo de $4 \text{ m}^3/\text{s}$ en los primeros años de actividad del volcán, y mínimo de $1 \text{ m}^3/\text{s}$ antes de su extinción. Las arenas y cenizas se extendieron en un área de 58.6 km^2 y alcanzaron espesores de 12 m a distancias de 30 a 70 m desde la base del cono, y hasta 0.25 m en Angahuan y Zacán a distancias de 7 a 11 km.

Luhr y Simkin (1993) describieron la actividad eruptiva en detalle del volcán Parícutin en cuatro periodos. Las características más destacadas de cada período se dan como sigue:

III.4.1 Periodo Quitzocho (20 de febrero - 18 de octubre de 1943)

La actividad se concentró alrededor de las grietas que se formaron en el Valle de Cuiyúsuru en la propiedad de Dionisio Pulido, a la que le daba un uso agrícola. Lo más relevante de este periodo fue la construcción del cono seguido de recurrentes flujos de lava y la erupción intermitente de bombas y lapilli. En esta etapa el cono alcanzó 200 y 365 m de altura sobre el campo, en cuatro y ocho meses, respectivamente.

La actividad comenzó en el orificio de Cuiyúsuru el 20 de febrero de 1943, alrededor del cual se construiría el cono principal, abriéndose una grieta de 15 m, orientada de este a oeste. Al día siguiente el cono alcanzó entre 6 y 7 m de altura, por 20 m de diámetro en su base (Blázquez, 1956).

La primera fase de este periodo se caracterizó por la construcción del cono y por la expulsión de cenizas y bombas. La actividad explosiva era continua y violenta.

El primer flujo de lava fue al día siguiente al N y NW de la base del cono. A este flujo se le llamó flujo Quitzocho, provocando en el cono un colapso en forma de herradura. Para el 28 de febrero surge el segundo flujo Quitzocho, y cuando se detenía el flujo, el cono se reconstruía. Es así, como dependiendo de la actividad, la forma del cono cambiaba rápidamente.

En marzo, el cambio en la actividad se desarrolló con etapas de abundantes emisiones de ceniza, y terminó con la expulsión de bombas, como resultado de la obstrucción de los orificios del cráter. Las columnas eruptivas fueron de gran altitud. El 20 de marzo, el flujo Quitzocho del orificio central cesó, empezó a cicatrizar la brecha en el flanco NE. Los flujos continuaron con gran velocidad, y se extendieron 1.5 km al NNW y W del Cerro de Járatiro y su desarrollo terminó ese mes cuando alcanzó un espesor de 15 m. A finales de marzo, las primeras corrientes de lava cesaron y se produjo la emisión de cenizas mediante columnas eruptivas que frecuentemente alcanzaron una altura de 6,000 m o más, esparciéndose por todo el campo.

El 17 de abril, en el flanco sur del cono, dos breves salidas de magma que fueron nombrados Pastouri y Mesa del Corral, se presentaron después de una corta actividad explosiva. El material incandescente fue lanzado entre 600 y 1,000 m por arriba del borde del cráter. La mayor parte de las bombas tenían entre 0.3 a 1 m de diámetro y al chocar contra el piso se fragmentaban. Pedazos de antigua andesita eran acarreados con el nuevo magma, y así como otras rocas que se desprendían de las paredes del conducto.

A mediados de abril de 1943, una nueva corriente de lava fluyó de la base suroeste del cono. El 10 de junio del mismo año, la parte superior del cono se hundió y la corriente de lava empezó a fluir de la abertura que se formó aproximadamente 100 m abajo del borde del cráter. El 12 de junio el flujo de lava Parícutin avanzó en dirección NNW hacia el pueblo Parícutin, con una velocidad de 25 m/hr. Dos días después empezó el flujo “La Lagunita” del orificio del flanco N. La población de Parícutin fue evacuada en junio de 1943 y la de Zirosto fue reubicada pocos meses después.

El primer día de julio cesaron los flujos de lava al derrumbarse el flanco N, permitiendo la caída de tefra, llenando la zona de desplome y restaurando la simetría del cono. El 19 de julio cesó el flujo “La Lagunita” 800 m al N del orificio que le dio origen. Cinco días después se presenciaba el mayor derrumbe en el flanco N del cono. El 27 de julio el flujo de lava “Parícutin”, se detuvo 2 km al NW del cono principal.

El período más violento en la vida del volcán Parícutin tuvo lugar probablemente en los meses de julio y agosto de 1943, cuando la lava se estancó en lo más alto del cráter central, y su volumen fue más grande que el de algún período posterior. En general la salida de un nuevo derrame de lava procedía principalmente de la actividad explosiva del cráter central. Mientras la lava fluía libremente, la actividad explosiva disminuía un poco.

El 18 de septiembre se abrió un nuevo orificio en el flanco SW, 60 m sobre la base. El flujo de lava se desplazó hacia el S y SE a una velocidad de cerca de 130 m/día. El 18 de octubre, finaliza el periodo Quitzocho a las 23:00 hrs.

III.4.2 Periodo Sapichu (18 de octubre de 1943 - 8 de enero de 1944)

A pesar de su corto tiempo en este periodo se llevó a cabo la principal actividad de derrames de lava del volcán emplazada hacia el norte. La lava fluyó a través de una serie de grietas y conductos secundarios, de los cuales el más importante fue sin duda el Sapichu, cuyo significado en lengua purhépecha es niño, joven o hijillo.

La principal actividad corresponde a un orificio que se abrió el 19 de octubre, cerca de la base noreste del cono, lo que produjo que se redujera la actividad en el cono central. Este nuevo orificio fue llamado Sapichu. Por el orificio fueron expulsados en intensa actividad explosiva espectaculares derrames de lava que en pocas semanas alcanzaron un espesor de más de 100 m. Foshag y González Reina estiman la altura del cono en 365 m.

Las explosiones del orificio ocurrían a intervalos, casi cada segundo, lanzando fragmentos de lava viscosa hasta una altura de 300 m. Las cenizas eran pardo oscuras y muy densas. Las bombas fueron más comunes en este periodo y mostraban alto grado de fusión, se descargó una gran cantidad de vapor.

El Sapichu tuvo una forma de herradura desde el principio debido al tipo de explosiones. El cono central presentó poca actividad; en uno de sus orificios se mostraba una ligera actividad explosiva y en el otro emanaba vapor.

El flujo de lava Sapichu excedió cualquier flujo anterior, cubrió un área de más de 3 km², estimándose en 38.5 millones de toneladas métricas.

Al final del primer año, el volcán Parícutin alcanzó a una altura de 325 m sobre su nivel de base. En este período, el proceso dominante fue la formación del cono y después el derrame de lava.

Al inicio de 1944, el período Sapichu termina con los flujos de lava 4 km al N del cono. La actividad lávica cambió al lado suroeste del cono (lado opuesto del Sapichu) iniciando el período Taquí Ahuan.

III.4.3. Periodo Taquí-Ahuan (8 de enero de 1944 - 12 de enero de 1945)

Se refiere a la actividad relacionada con una serie de grietas formadas al sur y al este del cono principal, conocidas por los geólogos de la época como Taquí y Ahuan.

Este periodo se distingue, además, por registrar una reactivación de la actividad en el cono principal, la cual produjo los principales derrames de lava que alcanzaron la máxima distancia al oeste y al noroeste del cono principal. Estos derrames marcaron el límite del campo de lavas. El 6 de febrero los flujos de lava cubrieron una amplia área hacia el S y E al pie del cono principal y de la superficie de los Hornitos.

Resaltan la formación de la mesa Los Hornitos (al sur del cono). Con la extinción del Sapichu se abrieron numerosos conductos en la base oeste-suroeste del volcán Parícutin y cerca de ella, el área de las grietas, el conjunto “Mesa de los Hornitos”. Estos derrames fueron más calientes, fluídos y con mayor volumen que los primeros.

También resaltan los flujos de San Juan formados entre abril y agosto de 1944; de hecho, este último flujo tuvo movimiento hacia el N, el cual causó el desalojo y la sucesiva destrucción del poblado de San Juan Parangaricutiro (de 1895 habitantes) localizado a una distancia de 9 km.

En julio, William H. Burt, realiza una visita y encuentra que la fauna local “prácticamente no existe” a lo largo de $>300 \text{ km}^2$, donde el espesor de la ceniza excedía los 15 cm. El día ocho de julio, el flujo “San Juan” se desplaza a 2 km más allá de San Juan Parangaricutiro. A finales de septiembre el flujo de lava del orificio Taquí fluyó directamente al N, al lado W del cono, y cubrió el pueblo de Parícutin; un mes después, el flujo del lado W del cono, conocido por ser el más extenso, se detuvo a más de 2 km de San Juan Parangaricutiro. El flujo más grande fue llamado Taquí con una longitud total de 10 km aproximadamente. La parte de mayor espesor se emplazó sobre el “Llano de Quitzocho” alcanzando casi 60 m.

Las columnas eruptivas contenían vapor frecuentemente y raramente ceniza. Los tipos de bomba y ceniza expulsados eran similares a los de los períodos anteriores. El cono

mostró poco aumento en elevación, esto se debió a que el depósito de material era afectado por deslizamientos y erosión pluvial.

La característica más importante fue el crecimiento de los “Los Hornitos” en la superficie de los flujos de lava Taquí y Ahuán. El origen de éstos se debe a que los respiraderos reales de lava se enterraron, permitiendo que se moviera en forma de canales bajo la nueva corteza. Lo cual forzó a diversos conductos a buscar un escape para la liberación de gases, formando así los “Los Hornitos”.

De los nueve años de erupción, el 54% del material acumulado del Parícutin se produjo en el periodo 1943-1944. 2/3 de tefra y 1/3 del total de lavas (Luhr y Simkin, 1993) pero Fries (1953) estima que al menos un 80% del material fue expulsado para finales de 1945.

III.4.4. Periodo Final

En abril de 1945 seis nuevos orificios se abren de forma breve en “La Mesa de los Hornitos” en el flanco WSW, como consecuencia de la disminución explosiva del cono principal. En mayo es renovada la actividad explosiva del cono principal con una fuerte erupción, cambia la emisión de lava del orificio Ahuán (al SSW de la base del cono) al área del orificio Taquí (al SW de la base del cono).

A partir de agosto de 1945, iniciaron gradualmente períodos de total quietud de hasta dos semanas, intercaladas con pequeñas erupciones.

A finales de septiembre, el flujo de lava al N de “La Mesa los Hornitos” cesa, para reiniciarse en octubre.

Durante 1945 y 1946 las emisiones de lava alternaron entre el orificio Ahuán y la Mesa de los Hornitos. En este último se abrió un nuevo orificio al noreste del cono: “El Puertecito”, en enero de 1947, el cual se extinguió dos meses después. Reanudando casi al mismo tiempo su actividad el Sapichu, por un orificio llamado Nuevo Juatita que duró en actividad ocho meses, cuando una porción de la base del segmento hundido, fue levantada para formar la nueva boca. En este año la parte del cono, se derrumbo, originando la abertura de un nuevo cráter en la base del segmento caído.

Hubo derrumbes en las siguientes semanas, las primeras fracturas aparecieron en la cima del cono extendiéndose hacia abajo del flanco. En septiembre de este mismo año el orificio Ahuán volvió a estar activo y produjo la mayor parte de las efusiones del año, que avanzaron menos por la mayor viscosidad de las lavas y la menor pendiente. Debido a la gran viscosidad de la lava, con más del 58% de sílice, tendía a acumularse más alrededor de la chimenea, y fue de mayor espesor que las corrientes anteriores. Cesó su actividad el 16 de febrero de 1948.

La última actividad atenuada e intermitente del volcán se mantuvo hasta detenerse aparentemente en febrero de 1949, y también se caracterizó por la eventual presencia de derrumbes y de deslizamientos de bloques.

En enero de 1952, se llevó a cabo una reactivación, la cual a pesar de que produjo sobresalientes erupciones, ya que en algunos momentos alcanzó a formar una columna de cenizas de hasta 3 kilómetros de altura, duró poco tiempo para concluir la actividad en marzo 4 de 1952.

En los últimos seis meses fue abundante el material piroclástico grueso, el cual fue arrojado por las intensas explosiones, e impedía la vista del cono.

En enero de 1952, ambos cráteres estuvieron activos y con una intensidad eruptiva casi igual. Las erupciones alternaron el vapor blanco con vapores cargados de cenizas negras. Se cubrió un área de 24 km² con flujos de lava, con espesores máximos de 150 m.

Después de esta fecha sólo quedaron como vestigio de la actividad diversas fumarolas, en un aparato que alcanzó 424 m de desnivel, con relación a la grieta original y una altura de 2,808.6 m.s.n.m.

En cuanto a las erupciones de materiales piroclásticos debe decirse que del cráter se elevaba una gruesa columna de arenas, cenizas, gases y vapores, que alcanzaba comúnmente entre 800 a 1,000 m de altura sobre el cono, habiéndose estimado su altura máxima en 4,000 m para este período.

Las bombas se elevaron a 500 m, cayendo a distancias horizontales de hasta 1 km del cráter. El bombardeo llegó a ser tan intenso que el cono aparecía bañado por una lluvia de fuego, con intermitencias de unos cuantos minutos.

El perfil general del campo de lava del Parícutin quedó definido a fines de 1944 y las subsecuentes corrientes al terminar la erupción de 1952, recubrieron a las más antiguas. En la base SW del cono la lava continuó saliendo de varias bocas en 1945 y 1946.

Los primeros flujos de lava del volcán Parícutin, surgieron dos días después del nacimiento del volcán, ricos particularmente en fumarolas. Con cada suceso las fumarolas disminuyeron en abundancia. El primer flujo de lava, fue cubierto por los posteriores (Foshag y Henderson, 1946).

III.5 ALTERACION DE LA MORFOLOGIA LOCAL DESPUÉS DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN PARICUTIN

La región en donde se ubica el volcán Parícutin está compuesta por una gran cantidad de conos cineríticos basálticos y flujos de lava que han dado origen a la morfología local actual.

Este conjunto de conos varía ampliamente en la edad, datan de los últimos 40,000 años (Hasenaka y Carmichael, 1985a). Williams (1950), dividió los volcanes en dos grupos: uno compuesto de conos antiguos, muy erosionados y carentes de cráteres y otro grupo de volcanes más jóvenes, donde los conos están bien conservados.

La topografía de la región cambió a partir de la erupción del volcán Parícutin, algunos volcanes como el Canicjuata y Corucjuata, estaban separados por barrancas que fueron cubiertas por material expulsado del Parícutin y posteriormente fue retrabajado por la actividad fluvial.

El grupo viejo está conformado por los cerros: Zirosso, La Máscara, Camuro, Tzirapan, Nuréndiro, Cerro Prieto, Curupichu, Jarátiro, Equijuata, Capatzun, Canicjuata, Corucjuata, Cuaxándaran, Turajuata y Tiripan.

El grupo joven lo integran: Pueblo viejo, Loma Larga, Huachángueran, Cátaqu, Lópizio y Camiro.

El grupo viejo:

Entre los conos más grandes y antiguos que se encuentran cerca del volcán Parícutin se encuentran los cerros de Zirosso, Tiripan, Cerro La Máscara. Los cerros Camiro y Tzirapan, son dos conos erosionados de aproximadamente la misma edad. El cráter del cerro Camiro ha sido destruido y sus flancos están cortados por barrancos. Sus flujos de lavas se extendieron hacia el oeste, al borde del Llano de Teruto, y al norte cerca de 1.5 km, hasta el cerro de Nuréndiro.

El cerro de Tziripan lo conforma un cono principal y un parásito. Tiene una altura de 180 m, sus flujos de lava se extendieron al sur y al este. Es probable que la actividad de este volcán se iniciara poco después de que el cerro Camiro terminara su actividad.

Al este del cerro Tziripan se extiende Cerro Prieto y al norte cerro de Curupichu, los cuales expulsaron lavas de tipo andesita-basalto.

Al norte del volcán Parícutin se encuentran el cerro Jarátiro, Equijuata y Capatzun. La mayor parte de estos volcanes fueron cubiertos por el material emitido por el volcán más joven (Parícutin).

Los cerros Canicjuata, Corucjuata, Cuaxándaran, Turajuata, tienen una altura que va de los 120 m a los 270 m, siendo el más grande el Corucjuata y quizás el último en entrar en erupción.

El grupo joven:

En contraste con los conos denudados mencionados anteriormente, se encuentran cinco volcánes aún intactos. Estos son: Cerro del Pueblo, Loma Larga, Huachángueran, Cátacu y uno sin nombre.

Cerro del Pueblo es el más antiguo de este grupo. Su cráter ha sido erosionado por arroyos.

El cerro Loma Larga (el más joven) no presentaba barracos antes de la erupción del volcán Parícutin (Segerstrom, 1950), por lo que se deduce que es el cerro más joven de este grupo.

El cerro Cátacu y Loma Larga está bien conservado y apenas ha sido modificado por la erosión. Las cimas de Cátacu y Loma Larga están cubiertos por 2 m de espesor de ceniza del volcán Parícutin.

El cerro Lópizio, 3 km al sur del volcán Parícutin, es otro cono joven con cráter de unos 200 m de ancho. Sus lavas descendieron hacia el llano de Teruto.

Parece claro que las primeras erupciones en las inmediaciones del volcán Parícutin corresponden a los cerros de Ziostost y Tirápan. Luego la actividad continuó con el cerro Camiro. Casi al mismo tiempo otros flujos de lava surgieron de fisuras al oeste de la Mesa de Cocjarao. Más tarde se formaría el doble cono del cerro de Tziripan. Los cerros Jarátiro, Equijata y Capatzun pertenecen a la misma época. Continuaron los conos Canicjuata, Corucjuata, Turajuata, Cuaxándaran y uno sin nombre, ubicados al oeste del volcán Parícutin. Posteriormente surgieron los conos de Pueblo Viejo y Huachángueran.

El cerro Cátacu y el cono sin nombre, iniciaron su actividad casi al mismo tiempo que el cono Lópizio.

Los pueblos más afectados por la erupción fueron: Parícutin, Parangaricutiro, Ziostost, Angahuan, Carupo, Zacán, Peribán, San Francisco, Apo, Los Reyes y Tancítaro.

CAPITULO IV. CLIMA Y VEGETACIÓN

IV.1 LOCALIZACION DE ESTACIONES METEOROLOGICAS

La caracterización pluviométrica de la zona de estudio se realizó utilizando los datos obtenidos en las estaciones meteorológicas ubicadas en Uruapan a 23 km al sureste del volcán Parícutin, las cuales son las más cercanas al área del volcán Parícutin (Tabla 4.1).

Los datos de precipitación dados son mensuales, proporcionados por la Comisión Nacional del Agua (CNA). Para obtener la precipitación anual se llevó a cabo la suma de los datos mensuales. En la Fig. 4.1, se muestra la localización de algunas de las estaciones meteorológicas del que se tiene registro de su ubicación.

Tabla 4.1. Localización de estaciones meteorológicas.

Nombre Estación	Latitud	Longitud	Elevación msnm	Inicio de Datos	Fin de Datos
ENMGF Uruapan	19° 25'	102° 23'	1,611	1973/02/01	1975/04/31
Uruapan, Uruapan (DGE)	19° 25'	102° 04'	1,610	1951/03/01	1985/10/31
Uruapan, Uruapan (SMN)	19° 25'	102° 04'	1,634	1921/04/01	1988/01/31
Uruapan, Uruapan (CFE)	19° 25'	102° 04'	1,611	1962/10/01	1990/12/31
Esc. Nal. Guardias Forestales	19° 25'	102° 04'	1,611	1969/01/01	1990/09/31
Agro-Uruapan, Uruapan	19° 25'	102° 03'	1,611	1973/01/01	1974/04/31
Tizindio, San Juan Nuevo	Estación 16259	-----	-----	-----	-----

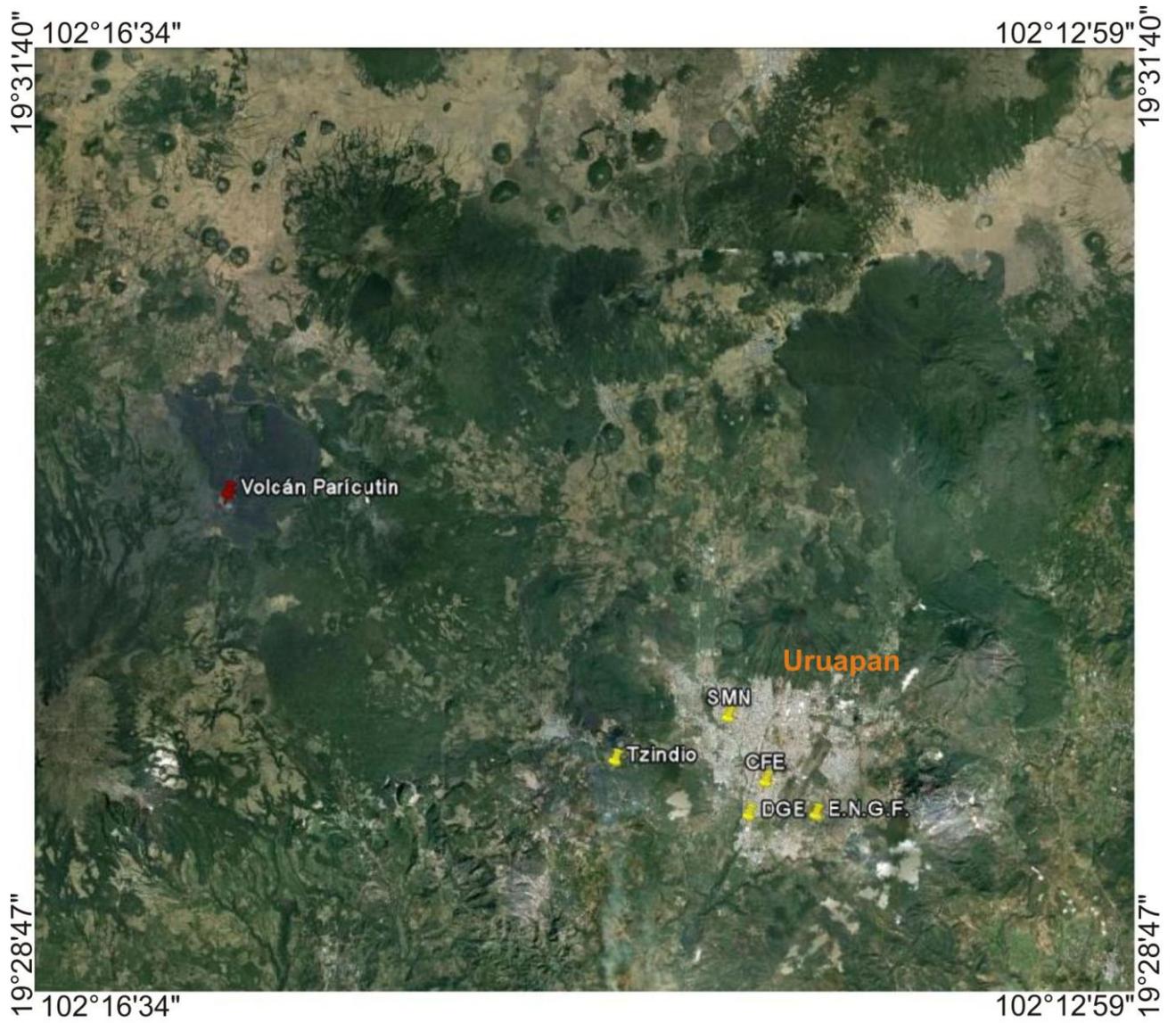


Fig. 4.1. Fotomapa de localización de las estaciones meteorológicas Tizindio, Uruapan (DGE, SMN y CFE) ENGF (Google Earth, 2011).

IV.2 REGISTRO DE DATOS DE PRECIPITACIÓN

Wilcox (1947a) reportó que Uruapan es la única estación cerca del volcán donde los datos meteorológicos se han registrado para un periodo de tiempo largo, continuados en 1947, ya que los datos registrados en Los Reyes son completos solamente para el año de 1946, en Periban se reporta solamente la precipitación para 1943. Al principio de julio de 1946, se instaló en Cuezño una estación meteorológica (5 km al norte del volcán).

En la tabla 4.2 se muestran los datos de precipitación en la estación Cuezño, Los Reyes, Uruapan y Jarátiro. Donde se observa la disminución de la precipitación para los meses de diciembre de 1946 a abril de 1947.

La tabla 4.3 muestra de manera resumida el total anual de la precipitación y caída de ceniza para los años de 1947 a 1952, registrados en las estaciones Cuezño y Equijuata (Frías y Gutierrez, 1954), ubicados aproximadamente a 5 y 2.6 km de distancia del volcán Parícutin.

Según lo mostrado en la tabla 4.4, febrero, marzo, y abril son los meses más secos del año, mientras que junio, julio, agosto, septiembre y octubre son los más húmedos. Para la mitad del año, a partir de diciembre, la precipitación representa solamente del 12 al 14 por ciento del total anual.

Tabla 4.2. Precipitación total mensual en el área del volcán Parícutin (mm). Datos de Segerstrom, 1950.

estación	Cuezeño	Jará tiro	Los Reyes	Uruapan	Uruapan
	Julio 1946 – junio 1947				promedio mensual julio 1931 – junio 1940
altitud (m)	2,250	2,400	1,300	1,600	1,600
julio	288	⁽²⁾ 273	201	216	389
agosto	326	⁽³⁾ 346	194	333	397
septiembre	327	400	152	274	327
octubre	217	217	69	129	153
noviembre	51	165	2	10	30
diciembre	23	53	0	----	31
enero	67	78	48	49	22
febrero	0	0	----	⁽⁶⁾	18
marzo	2	7	----	⁽⁶⁾	4
abril	2	----	----	⁽⁶⁾	4
mayo	103	168	31	⁽⁶⁾	26
junio	301	476	182	⁽⁶⁾	236
anual	⁽¹⁾ 1,707	⁽⁴⁾ 2,183	⁽⁵⁾	⁽⁵⁾	1,638

¹Total para julio 1946-junio 1947

²Total para 27 días

³Total para 28 días

⁴Total, excluido abril y 7 días en julio y agosto

⁵Datos incompletos

⁶Discontinuos

Tabla 4.3. Precipitación total mensual en el área¹ del volcán Parícutin (mm). Datos de Fríes y Gutiérrez, 1954.

Periodo	Estación Cuezeño		Estación Equijuata	
	Precipitación (total) mm	Caída ceniza (total) mm	Precipitación (total) mm	Caída ceniza (total) mm
1947 ^a	1480.5	43.9	2411.4	129.2
1948 ^a	1710.8	12.3	1893.2	45.6
1949 ^a	1355.2	8.7	1593.9	16.8
1950 ^a	1315.0	7.2	1761.5	11.6
1951 ^a	1510.6	5.8	1600.8	15.1
1952	1708.5	3.2 ^b	1781.6	12.7 ^b

^a Fríes y Gutiérrez (1952)

^b Ceniza eruptada solo en enero y febrero, 1952.

Fríes y Gutiérrez (1954), reportan para las estaciones más próximas al volcán (Cuezeño y Equijuata), una relación entre precipitación y caída de ceniza de 1947 a 1952 (Tabla 4.3). La lluvia durante estos años fue considerablemente menor en la estación Cuezeño que en la estación Equijuata. Una comparación de los totales anuales muestra que las precipitaciones en Cuezeño fueron menor en 1950 que en 1949, pero en Equijuata fue mayor en 1950 que en 1949 (Fríes y Gutiérrez, 1954). Lamentablemente no existen registros más antiguos para indicar una tendencia constante que pueda correlacionar la disminución de la actividad del volcán. Para 1952 las precipitaciones registradas en la estación Cuezeño fueron mayores que durante 1951, pero este aumento no tenía estrecha relación con la actividad volcánica (Fríes y Gutiérrez, 1954).

Durante la estación seca pasan períodos de 2-4 semanas entre las lluvias y menos de 24 horas después de una lluvia, la superficie de la tierra es generalmente seca. Al final de la estación, a principios de mayo comienzan las lluvias y a finales de octubre llueve casi cada tarde.

En Cuezeño del 1 de julio al 30 de octubre de 1946, había solamente 8 días sin lluvia y únicamente fueron dos las ocasiones cuando la superficie de la tierra estaba uniformemente seca. Prácticamente toda la precipitación ocurrió entre la 1:00 y 6:00 pm. en forma de

lluvias intensas locales. Cerca del 90 por ciento de la lluvia que caía duraba entre 30 y 60 minutos.

De julio a octubre de 1946 las tormentas más intensas registradas en Cujeño fueron: julio 18, 46 mm en 2 hrs; julio 20, 32 mm en 1 hora; agosto 5, 18 mm en 25 minutos, septiembre 12, 40 mm en 1 hora; septiembre 16, 27 mm en 50 minutos.

Las tormentas más intensas fueron precedidas generalmente por el granizo, que blanqueó la tierra por lo menos dos veces, y las descargas eléctricas acompañaron a casi todas las tormentas. Ocurrieron varias veces inundaciones de breve duración, produciendo gran erosión (causada por la ocurrencia diaria de precipitación). En Uruapan, sin embargo, 574.3 mm cayeron durante agosto de 1944 y 540.2 mm durante septiembre (Wilcox, 1947). Lo que acentuó grandemente la degradación.

IV.3 PROMEDIOS DE PRECIPITACION TOTAL ANUAL

Debido al tipo de clima, los promedios anuales de precipitación y las características físicas del material existente y la topografía, han dado origen a una erosión acelerada, por lo que se le reconoce como el principal agente gradativo que depositó el material en diversos lugares, modelando el paisaje.

El volumen pluviométrico medio en la región de Uruapan en los meses más secos que corresponde de febrero a abril se sitúa en torno a los 38 mm, mientras que para los meses lluviosos de mayo a octubre la precipitación es de 1516 mm. Sin embargo, se constata que los valores estadísticos medios no se ajustan a los valores reales de precipitación, ya que no existen datos de algunos meses, la falta de registros resulta insuficiente para ajustarse a los valores reales.

La Fig. 4.2 muestra el comportamiento de la precipitación anual para las últimas seis décadas. Los datos (Tabla 4.4) fueron obtenidos de la estación Uruapan en Uruapan (SMN), la cual resultó ser la más cercana al volcán Parícutin y representativa, por tener los datos más completos, continuos y de periodo más largo.

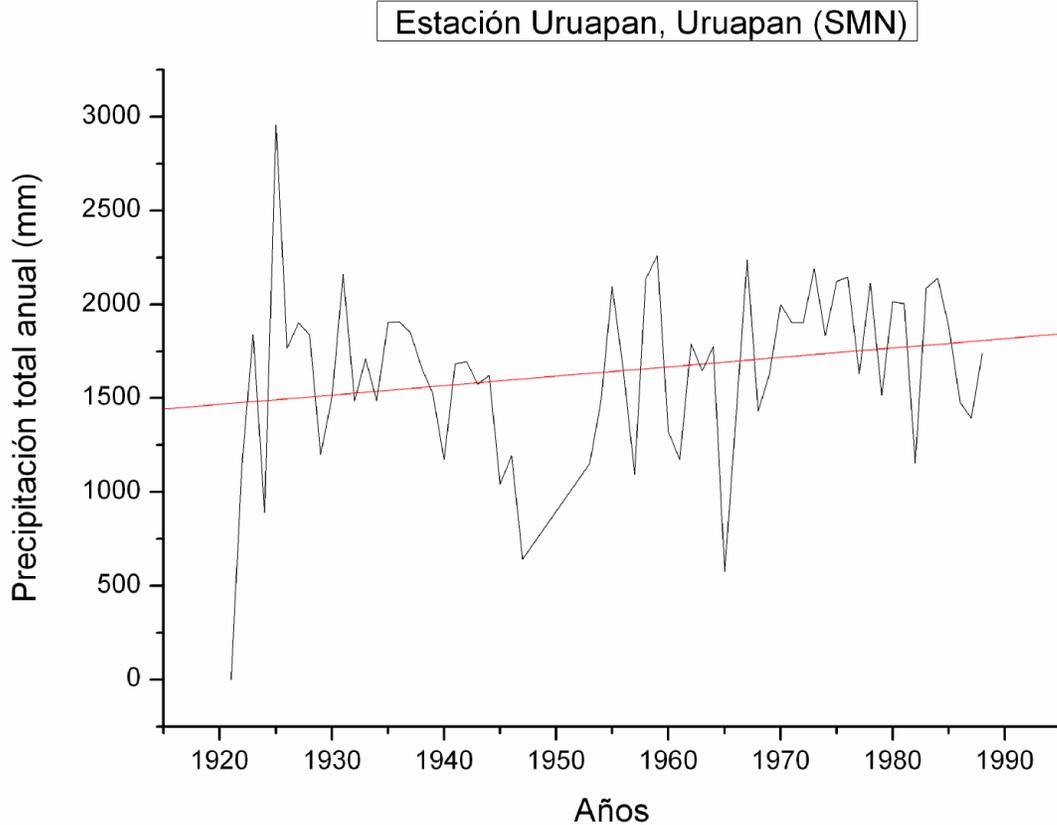


Fig. 4.2. La estación Uruapan (SMN) cuenta con un registro de datos del año 1921 a 1988. En la gráfica se puede observar como la línea de tendencia tuvo un ligero incremento. Los años que muestran un descenso brusco de precipitación se deben a la falta de información. Mientras que los valores más altos se dieron por encima de los 2000 mm anuales.

Tabla 4.4. Datos de precipitación mensual y anual de la estación Uruapan (SMN) de un periodo de 66 años.

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGOS	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL ANUAL
1921												0	0
1922	0	0	11	0	34	222	183	241	334	70	56	5	1156
1923	4	92	0	0	23	486	244	216	266	499	10	0	1840
1924	1	18	0	41	0	0	15	0	20	93	392	310	890
1925	403	545	96	12	17	40	331	297	539	221	89	368	2958
1926	0	5	0	26	0	340	424	433	83	414	41	0	1766
1927	0	15	0	20	93	392	310	403	545	96	12	17	1903
1928	40	0	0	0	36	253	330	245	518	321	94	0	1837
1929	66	0	0	0	15	159	312	234	316	75	15	6	1198
1930	0	6	33	0	69	201	391	163	255	255	134	3	1510
1931	376	44	0	0	23	316	527	363	366	115	0	30	2160
1932	0	6	0	0	0	207	465	310	355	143	0	0	1486
1933	48	9	0	0	0	228	412	545	349	110	0	10	1711
1934	6	2	2	10	98	125	345	367	275	227	3	27	1487
1935		115	0	0	31	281	350	435	527	103	62	0	1904
1936	0	0	8	20	5	226	660	377	347	181	38	48	1910
1937	0	21	11	0	38	292	451	444	176	280	5	131	1849
1938	3	12	0	2	28	297	379	457	258	127	99	1	1663
1939	27	0	0	8	0	233	234	378	451	195	1	0	1527

1940	22	7	0	0	36	147	320	287	161	39	91	62	1172
1941	5	46	8	2	10	310	280	226	391	305	94	5	1682
1942	0	2	0	0	2	269	401	475	429	85	30	3	1696
1943	4	0	0	0	96	397	184	285	453	123	16	17	1575
1944	10	0	4	0	5	205	192	247	540	114	5	0	1622
1945	3	0	0	0	5	153	143	355	258	103	23	1	1044
1946	28	0	5	0	27	173	215	332	274	128	10	0	1192
1947	49							276	317				642
1953	0	0	0	0	4	193	295	253	152	144	86	24	1151
1954			0	10	38	368	277	247	338	173	40	0	1491
1955	0	0	0	0	1	189	466	382	633	383	37	6	2097
1956	0	22	0	8	207	344	380	252	323	63	36	2	1637
1957	0	0	0	0	11	146	252	257	354	70	3	0	1093
1958	132	11	0	0	10	330	414	336	511	224	133	35	2136
1959	24	0	0	162	106	512	409	320	346	362	19	0	2260
1960	10	0	0	0	27	82	240	225	408	272	15	45	1324
1961	23	2	0	2	11	292	371	254		197	9	12	1173
1962	0	0	0	5	48	388	277	346	373	287	63	3	1790
1963	0	0	1	0	25	271	401	285	379	197	38	51	1646
1964	51	0	10	0	3	357	419	254	549	45	45	41	1774
1965	14	67	0	18	31	158	288						576
1966						223	379	375	263	138	0	0	1378
1967	379	0	11	4	14	419	288	370	467	237	41	9	2239
1968		53	70	0	19	219	212	308	299	175	48	28	1431
1969	0	0	1		25	271	285	283	374	197	38	51	1625
1970	2	15	0	0	7	321	510	581	398	149	17	0	2000
1971	0	3	8	7	11	322	411	315	453	271	82	21	1904
1972	1	0	9	0	74	392	610	245	303	94	170	4	1902
1973	0	32	0	181	86	269	423	484	407	269	21	18	2190
1974	2	1	1	1	169	413	410	439	392	0	0	5	1833
1975	50	5	0	0	83	414	502	422	491	142	11	2	2122
1976	2	30	0	12	9	271	496	460	315	364	188		2147
1977	20	27	0	15	36	338	265	432	377	96	18	6	1630
1978	47	4	7	1	9	265	615	345	549	272	0	0	2114
1979	0	17	0	1	58	116	396	532	372	0	0	23	1515
1980	224	2	0	12	0	207	288	509	521	152	82	17	2014
1981	123	11	0	41	60	311	401	452	283	286	36		2004
1982	0	7	7	0	123	134	298	275	161	34	92	22	1153
1983	46	5	25	0	318	93	502	402	383	185	114	15	2088
1984	48	16	0	0	63	458	523	366	491	162	6	7	2140
1985	9	0	27	0	12	528	495	320	308	168	3	11	1881
1986	3	10	0	0	26	309	245	291	327	189	77		1477
1987	12	2	0		6	261	465	289	339	6	13	1	1394
1988	4	0	39			324	451	539	381				1738

El comportamiento del régimen de lluvias durante el año, se asocia con los cambios de dirección de vientos. Para los meses secos (febrero–abril), los vientos circulan del W-E, trayendo consigo vientos ligeros y con muy poca humedad. Durante la estación lluviosa (mayo-octubre), los vientos provenientes del E son dirigidos al W, estos son vientos más fuertes y cargados de humedad, que presentan la mayor erosión durante el año.

IV.4 EL CLIMA LOCAL Y VEGETACIÓN

El presente capítulo hace referencia a la condición climática del área de estudio donde se localiza el volcán Parícutin y que representa una de las zonas más lluviosas del estado de Michoacán. La abundancia de precipitación es favorecida por la orografía, la cual permite que la humedad y nubosidad provenientes del océano Pacífico se concentren en la Sierra del Tancítaro, por ser la región de mayor altura. Debido a estos factores y a las características del suelo no compactado y carente de vegetación, el proceso de erosión se hace presente modificando la geomorfología con la remoción de suelo.

El estado de Michoacán cuenta con una variedad de climas que van desde templado semifrío hasta árido cálido a consecuencia de los vientos predominantes, la topografía y los vientos del Pacífico que introducen humedad, conforman nubes y determinan las lluvias. Además los ciclones que también las provocan, los frentes (invierno y primavera), masas de aire frío y seco del norte, llegan a originar precipitaciones al chocar con vientos de cierta humedad ubicados en el área tropical. Las ondas del oeste propician escasas precipitaciones (Legorreta, 1999).

El volcán Parícutin localizado en el municipio de Uruapan cuenta con una distribución variada de precipitación (Fig. 4.3). El clima en el área corresponde a los templados frescos con abundantes lluvias en verano Cw_2 y Cw_2b' (García, 1988). Los meses más secos son febrero, marzo y abril. Las precipitaciones varían en el territorio, pero se concentran entre mayo y octubre. Se tiene un promedio total anual de alrededor de 1,497 mm. Las temperaturas medias anuales también varían, pero no superan los 15°C (Bocco Verdinelli et al., 1998).

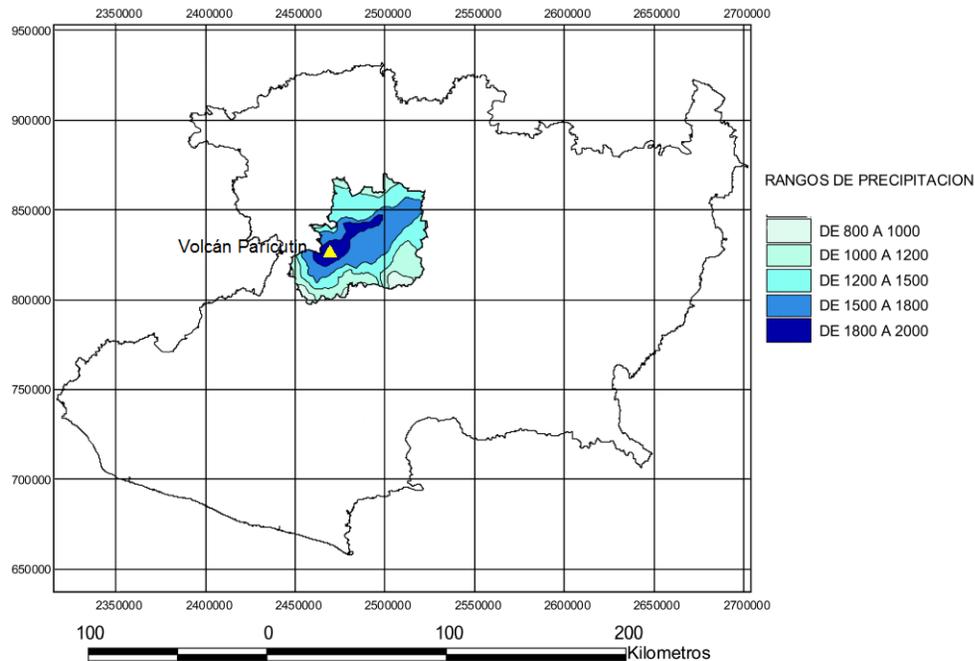


Fig.4.3. Mapa de la distribución de precipitación en el municipio de Uruapan. Fuente CONABIO, 2000.

Durante la escasez de lluvia la ceniza superficial esta casi siempre seca y es fácilmente transportada por el viento que prevalece, sin gran velocidad, pero tomando los granos más finos levantándolos hasta que el viento disminuye su intensidad. En áreas donde el bosque es denso, la erosión se retarda, de igual manera las hierbas y los arbustos han ayudado a reducir la erosión.

El daño a la vegetación es proporcional a las características que una planta posee (espinas, viscosidad de las sustancias secretadas, tipo de hoja). En las zonas más próximas la caída de ceniza afectó hasta 8 km de distancia del cono volcánico. Incluso un área pequeña de bosque con una extensión de 5 a 6 km al noroeste del volcán fue cubierta de ceniza y hojas de otras plantas que sofocaron a las plantas más pequeñas (Frías y Gutierrez, 1951).

Para 1950 se reportó la presencia de musgos, líquenes y helechos que comenzaron a invadir lugares húmedos en las lavas (Frías y Gutierrez, 1951). Las cosechas agrícolas menos dañadas fueron el trigo y la cebada, pero sin importar la naturaleza de la planta, la destrucción fue completa donde la cubierta de ceniza era gruesa (Luhr y Simkin, 1993).

La zona localizada al sur de la comunidad de San Juan Parangaricutiro, corresponde a un clima semicálido húmedo con abundantes lluvias en verano, mientras que en zonas que presentan elevaciones superiores a los 2,700 msnm y que rodean a esta comunidad en la parte oeste (sierra de Tancítaro) presentan temperaturas medias anuales más bajas y mayor incidencia de heladas en el periodo invernal. Con relación a la densidad y el tipo de cobertura vegetal o uso de suelo, se tiene que a altitudes mayores de 2,700 msnm se presentan bosques de pinos y abetos (bosques de coníferas) (Fig. 4.4), mientras que a menos de 2,700 m e inclusive de 2,000 m se ubica el bosque de pino y encino (bosque mixto), en donde también se desarrolla la agricultura temporal (áreas deforestadas) o se encuentran pastizales extensivos (parte oeste). En la porción norte de las áreas comunitarias también existen cultivos perennes, en tanto que hacia el sur a menos de 2,000 m hay bosque de pino y encino o únicamente de encino y otras caducifolias, así como cultivos agrícolas perennes.



Fig. 4.4. Vegetación de Bosque Templado en el área de estudio.

CAPITULO V. CÁLCULO DE VOLUMEN DE TEFRAS Y TASAS DE EROSIÓN

V.1 DIGITALIZACIÓN DE MAPAS

La intención del presente trabajo es obtener el volumen del material emitido por el volcán Parícutin, del cual existe material cartográfico y bibliográfico necesario para llevar a cabo comparaciones a través de la diferencia de Modelos Digitales de Elevación (MDE). De esta manera se podrán asimilar los resultados con los calculados en otros estudios.

Los MDE son una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno (Fig. 5.1).

Se emplearon MDE con el propósito de establecer los cambios de la topografía del área del volcán Parícutin, para determinado periodo. El análisis comparativo multitemporal se realizó comparando dos modelos digitales, donde cada uno representa los cambios que se produjeron en el relieve.

Los datos de entrada para el modelo definen puntos específicos donde cada punto queda determinado mediante un conjunto de datos acotados por tres valores X, Y, Z (longitud, latitud y altitud, respectivamente). Para representar el perfil inicial de un cono que está ya inactivo y que apenas va a comenzar a ser desgastado por la erosión, se calculan por interpolación entre los datos, los valores en Z de puntos sucesivos equidistantes, tanto del primero como del segundo modelo.

El número de puntos elegidos para representar el perfil es arbitrario. Mientras mayor número de puntos se tome el perfil es más grande.

Para realizar el Modelo Digital de Elevación en el programa Surfer[®] v. 8.0, se crea como primer paso una malla, rejilla o GRID (*.GRD) partiendo de un archivo de datos XYZ, digitalizando manualmente el mapa topográfico, punteando con el cursor las curvas de nivel y tomando cuidadosamente el mayor número de puntos posibles, pues la adecuada digitalización es crucial en la calidad de datos obtenidos (Fig. 5.2). La preparación de la

capa de curvas de nivel se realizó a partir de los mapas topográficos 1:10,000 citados en la metodología, y dibujando las curvas en una base. Este archivo se realiza a partir de 3 columnas de valores numéricos (Tabla 5.1). El archivo GRID se forma a partir de la interpolación de los datos, para producir la matriz de datos o red de datos.

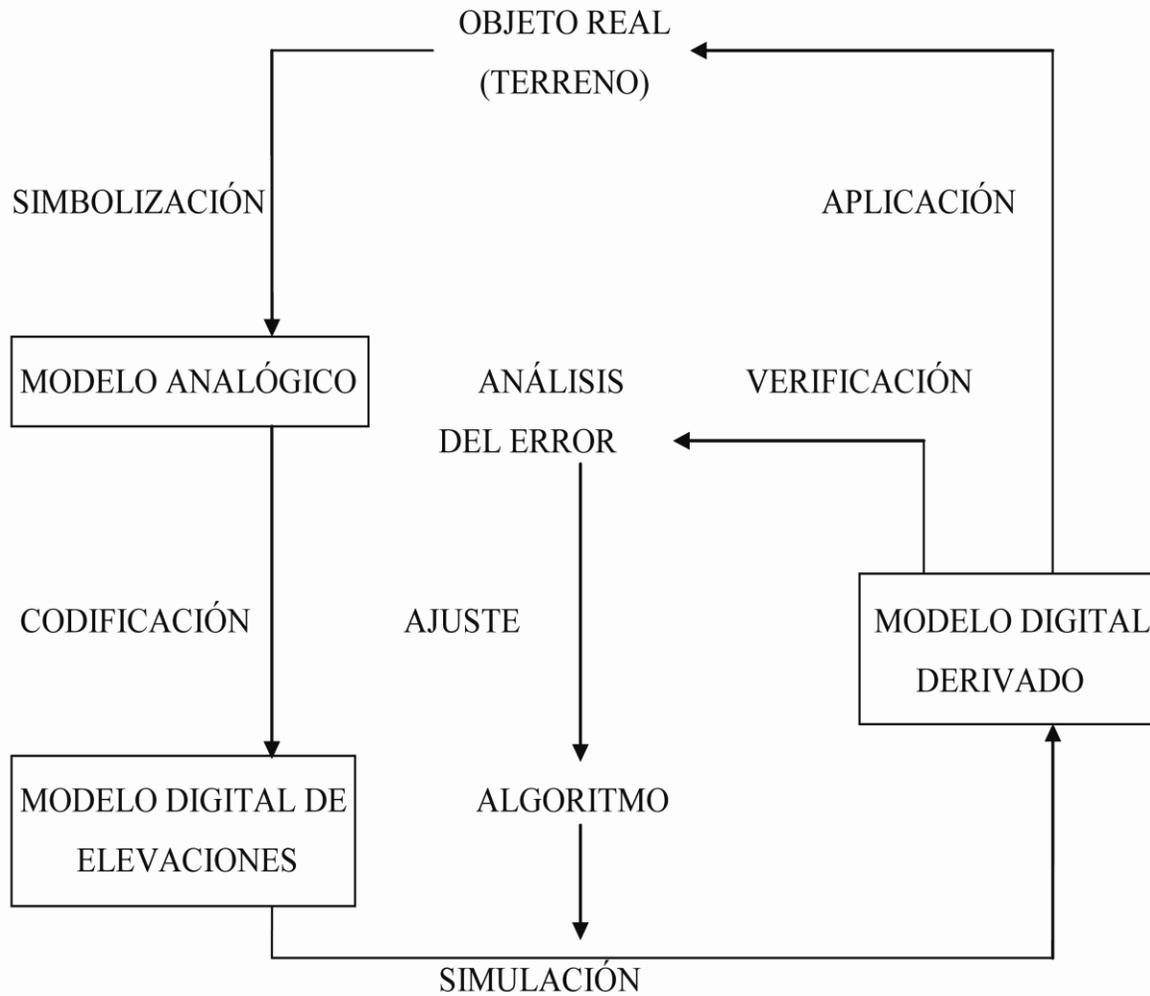


Fig. 5.1. Procesos básicos implicados en la creación, manejo y explotación de los modelo digitales de elevaciones. Partiendo de la superficie real del terreno, la construcción del mapa topográfico incluye básicamente un proceso de simbolización, mediante el cual las propiedades del terreno se representan sobre un plano usando relaciones de analogía previamente establecidas. La codificación numérica del modelo analógico conduce al modelo digital, susceptible de tratamientos matemáticos y estadísticos imposibles de aplicar al anterior. Ello permite construir modelos digitales derivados y realizar procesos de modelización mediante simulaciones numéricas. Los resultados obtenidos son contrastables con la realidad, induciendo correcciones o ajustes del algoritmo de modelización que permitan una mejor correspondencia con el fenómeno real (Felicísimo, 1992).

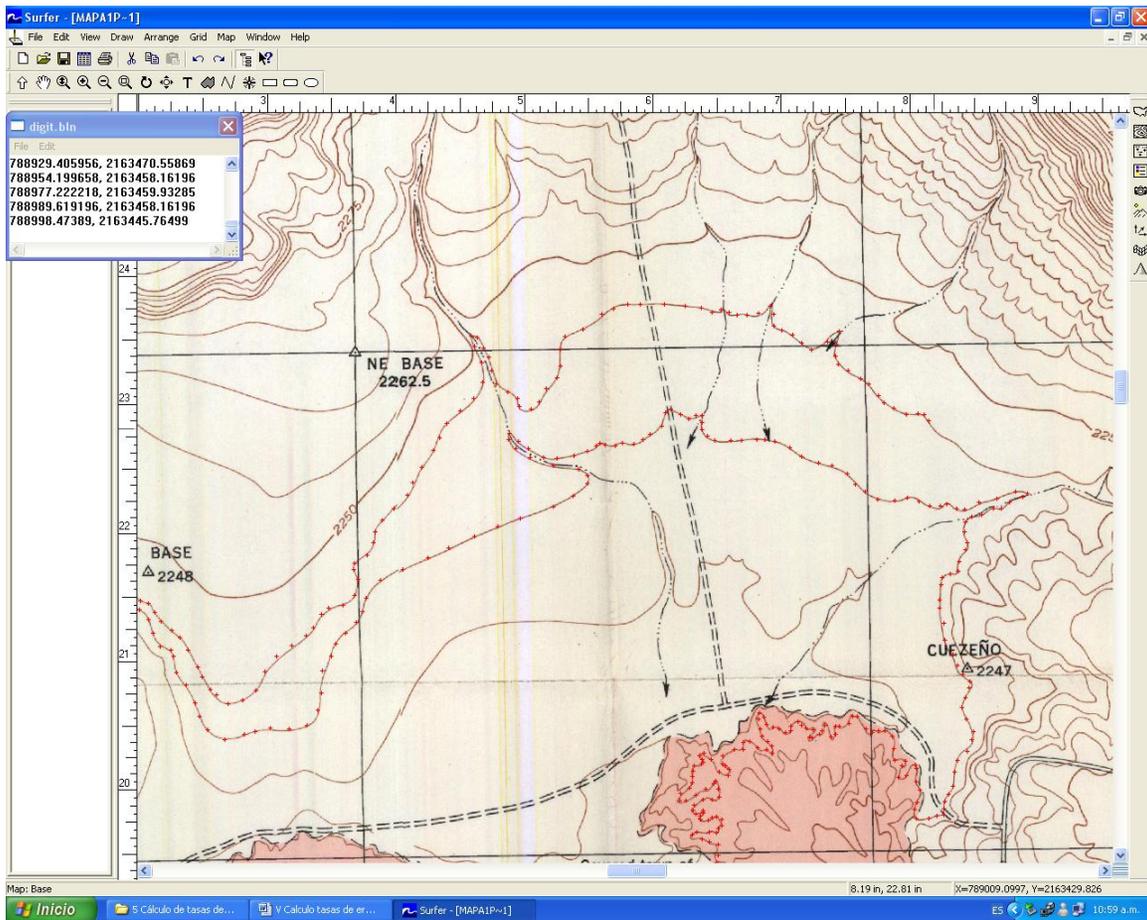


Fig. 5.2. Primer paso, digitalización manual del mapa topográfico 1:10,000 (1946).

Tabla. 5.1. Valores numéricos, serie de puntos con coordenadas de referencia bidimensionales asociadas a un valor de elevación (matriz o base de datos).

X	Y	Z
787489.6	2162945	2250
787498.5	2162922	2550
787509.1	2162895	2550
787519.7	2162852	2550
787525	2162806	2550
787539.2	2162776	2550
787556.9	2162746	2550
787576.4	2162730	2550
787595.9	2162716	2550
787624.2	2162711	2550
787643.7	2162716	2550
787668.5	2162729	2550
787695	2162750	2550
787711	2162743	2550

El método de interpolación utilizado fue el kriging, que analiza la autocorrelación espacial de la variable, el cual toma como información de partida las líneas digitalizadas (curvas de nivel) asociadas a sus alturas. Describe la correlación tanto espacial como temporal que existe entre los valores (proyecto GCP/RLA/139/JPN, 2003). Es un método lineal porque los valores estimados se obtienen por la combinación en línea de los datos disponibles, y minimiza la variabilidad de la estimación del valor interpolado. Además proporciona superficies de interpolación suavizadas, con valores exactos en los puntos de referencia de malla y a una velocidad de cálculo aceptable. (Cartesia-Aplitop, 2007).

Es uno de los procedimientos de interpolación más utilizado, de ahí, que se haya seleccionado como instrumento para la modelación (Esteller, 2002). Algunos estudios concluyen que el método Kriging aporta mejores resultados (Fallas, 2007; Obando, 2001; Cartesia, 2007). Surfer[®] cuenta con una versión muy completa de la aplicación de la técnica Kringing (Obando, 2001.)

Kriging asume que la distancia y/o dirección entre puntos de muestreo es una expresión de la correlación espacial entre los mismos. Se utiliza prácticamente con cualquier tipo de datos. Provee estimaciones sin sesgo y de variación mínima. Considera la dirección y magnitud de la correlación espacial en la malla de datos, los cuales muestran un patrón de variabilidad espacial que puede definirse a través de un componente estructural asociado a un promedio constante o a una tendencia constante (Falla, 2007).

Las curvas de nivel digitalizadas fueron interpoladas. Se calculó para cada píxel las dos distancias más cortas a las dos curvas de nivel cercanas y enseguida se determinó el valor altitudinal del píxel mediante una relación lineal (Fig. 5.3). El número de filas y columnas para los mapas 1:10,000 es de 2102x2029. Finalmente se utilizó como representación visual el mapa en 2D o sombreado (Fig. 5.4), para hacer la resta de los MDE, y así obtener una mejor interpretación en nuestros resultados.

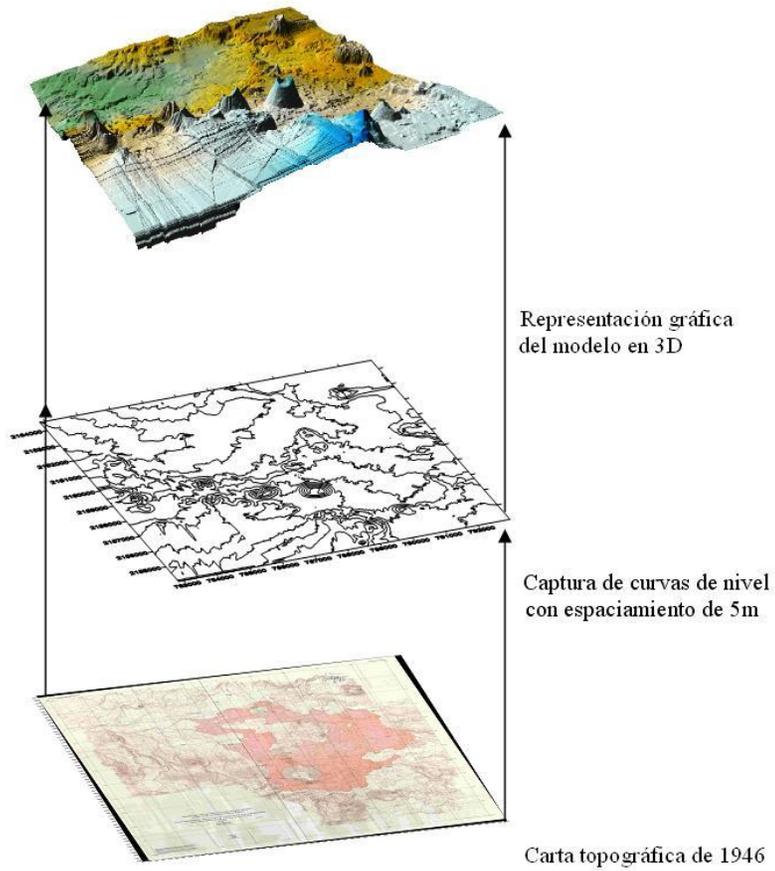


Fig. 5.3. Proceso de digitalización para la obtención del modelo digital de elevación 1:10,000^b (1946^b), el cual se observa en 3D.

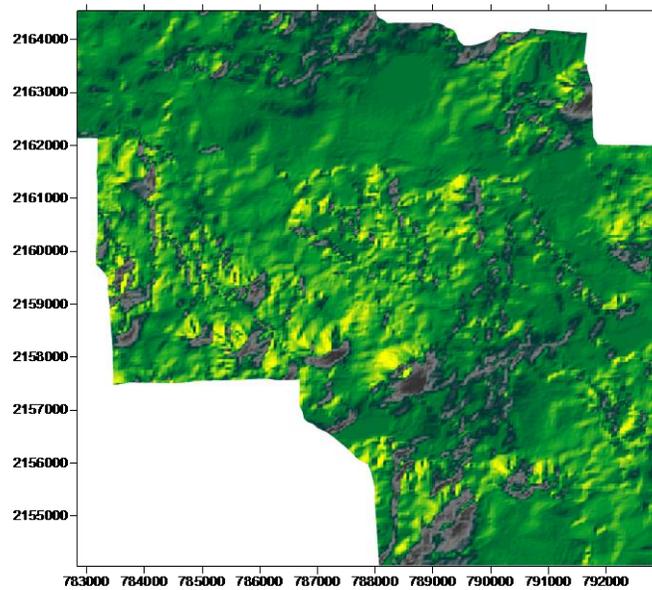


Fig. 5.4. Resultado del procesamiento de datos (MDE) en 2D Surfer.

V.1.1 Tipos de Visualización

Los MDE por lo general se visualizan como modelos en tres dimensiones, aunque también existen otras formas de visualización que pueden asignar valores a los intervalos de altura diferenciados por una gama de colores, por lo cual podemos decir que existen representaciones gráficas en dos o tres dimensiones como se muestra en la Fig. 5.5. La malla de alambre es una representación tridimensional de un archivo de malla. Son diagramas de bloques generados por el dibujo de líneas de malla X e Y. En la intersección de estas columnas y filas se encuentra un “nodo de malla” con una altura proporcional al valor de Z en ese punto. Los mapas vectoriales son representaciones gráficas que indican un gradiente, sea dirección e intensidad de una pendiente. Los mapas de relieve sombreados, simulan iluminaciones desde diferentes orientaciones, de esta manera se logra una aparente tercera dimensión definida por la distribución de tonos de gris que facilita la percepción visual de las características del terreno. Los rasgos más elevados y de mayor pendiente que se exponen de frente hacia el sur quedan intensamente iluminados, ya que un modelo determina el brillo de las celdas iluminada por una fuente de luz localizada a 45° sobre la horizontal, aunque los filtros direccionales al MDE, son ajustables para simular iluminaciones desde diferentes orientaciones. Los tipos de representación nos permiten visualizar desde un punto de vista diferente la distribución de los datos de la zona de estudio y el tratamiento de estos de manera independiente o vincularlos entre sí (Felicísimo, 1992).

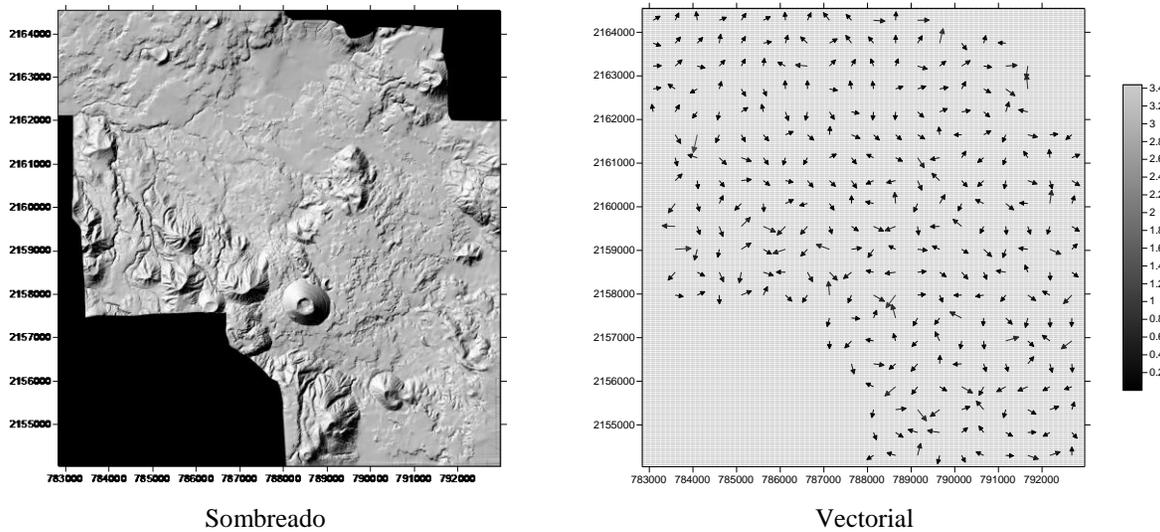
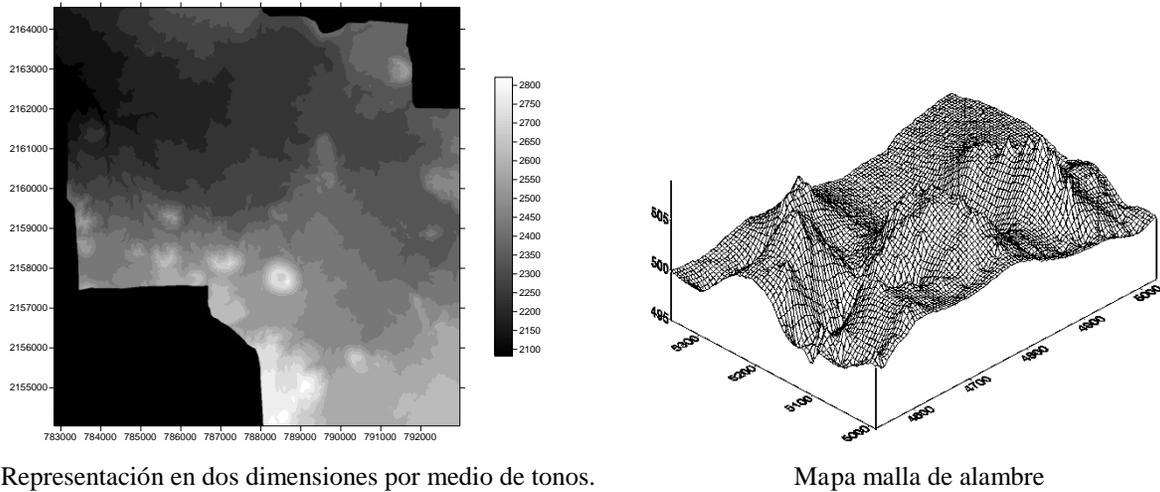


Fig. 5.5. Tipos de representación de los MDE.

V.1.2 Fuentes de Error

Los modelos digitales de elevación han llegado a ser una herramienta importante en numerosas disciplinas, es por ello que se requiere conocer su precisión y calidad. En este caso ha sido preferible utilizar MDE disponibles a diferentes escalas para nuestras necesidades, de ahí la enorme cantidad de datos cuyo manejo puede crearnos más de un problema como puede darse en la precisión vertical y espaciamiento de la malla (grid) del

MDE. En el caso de este trabajo la precisión vertical en los modelos a escala 1:10,000 no fue posible obtenerlas por el cálculo del error medio cuadrático, ya que para ello se requiere tomar puntos de referencia tanto en el mapa como en el campo, como indicadores de un conjunto de datos con los cuales se calibra el modelo, tomándose en cuenta que dichos modelos fueron obtenidos mediante el método de digitalización de mapas topográficos para los años de 1934 y 1946 no es posible obtener con exactitud la precisión vertical debido a que las condiciones topográficas en el área en estudio se han modificado notablemente en las últimas seis décadas, por lo tanto se ha tomado como referencia el error vertical para modelos a escala 1:10,000 de otros estudios (Lozada, sin año).

El proceso de digitalización generó errores en los MDE de escala 1:10,000, por lo que la validez de los resultados derivados está relacionada con la calidad del modelo. Los errores fueron cartográficos, los cuales implicaron una deficiencia en la localización geográfica de la cota o trayectoria de la curva de nivel (en el plano X-Y). Los errores provocados generalmente se debieron a la antigüedad de los mapas; los datos topográficos contienen falta de precisión, ya que parte de la información (curvas de nivel) siguió la línea equivocada por una mala interpretación del mapa, así como la inexactitud del cursor y por el vacío de información en el extremo superior derecho y lado izquierdo. Las curvas de nivel no son continuas y en algunos tramos la línea era discontinua, además los valores de altitud están mal acotados, ocasionando errores locales al asignar la altitud de las curvas de nivel con valores equivocados. Estos errores se detectaron al momento de crear la malla y se corrigieron con el propio programa de digitalización, capaz de modificarlos en función de un conjunto de puntos de referencia. La forma más simple de corregirlos es mediante la actualización en la base de datos donde el registro describe las curvas erróneas.

Cabe señalar que la digitalización manual de los mapas fue una fuente de error planimétrico y cartográfico de ± 0.1 mm (comunicación personal con el Dr. Legorreta), que está relacionada con la deformación de los documentos antiguos (mapas), los cuales se encontraron en mal estado de conservación y no cuentan con una referencia geográfica, para lo cual se georreferenciaron con el modulo Orthoengine del programa PCI Geomática®. La visualización de los modelos es muy importante independientemente del método utilizado para su obtención, ya que al visualizarlos se puede hacer una verificación

en donde sea posible detectar irregularidades existentes en la base de datos o matriz, errores que consistan en depresiones, picos, definición de límites del mapa o que los valores de altura tengan una diferencia notable respecto del terreno. La verificación también se hizo auxiliándonos de las elevaciones máximas y mínimas del modelo digital con las elevaciones del mapa base o mapa topográfico.

Es importante señalar que otro posible error puede influir en la exactitud del modelo digital, el cual puede encontrarse desde el origen de la información fuente, es decir, en la elaboración del mapa topográfico análogo. Actualmente no se cuenta con la fuente de información que consiste en las fotografías aéreas tomadas en 1946 por la Cía. Mexicana Aerofoto y la Fuerza Aérea del Ejército de Estados Unidos, por lo que estos errores no se pueden determinar con precisión.

V.2 SOBREPOSICIÓN DE MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN

La sobreposición de los modelos es una operación común de datos, significa que existe una relación entre las características de éstos y que al combinarse muestra diferencias. Por ello es importante considerar que son una fuente de explicación para la comprensión de los resultados.

Para un mejor análisis y visualización de los mapas de diferencias (resta de los MDE) se generaron dos tipos de mapas, clasificados por acumulación o erosión de tefras.

En la Fig. 5.6 se observan los modelos utilizados. Los modelos B, C y D son muy similares (a excepción de la zona del campo de lavas al norte del volcán Parícutin para el modelo de 1946), mientras que en el modelo A, aún no existe el volcán Parícutin. Sin embargo, cuando se realiza el análisis entre dos modelos, las diferencias llegan a ser importantes, así se da en el caso de la comparación entre los modelos a escala 1:10,000 y 1:50,000, considerando un elemento cartográfico fundamental de la relación que existe entre las diversas escalas establecidas, ya que cada una representa el mismo espacio con un

nivel de detalle específico, incluso en la relación de modelos 1:20,000–1:50,000 existen diferencias a nivel señalado que no son muy marcadas.

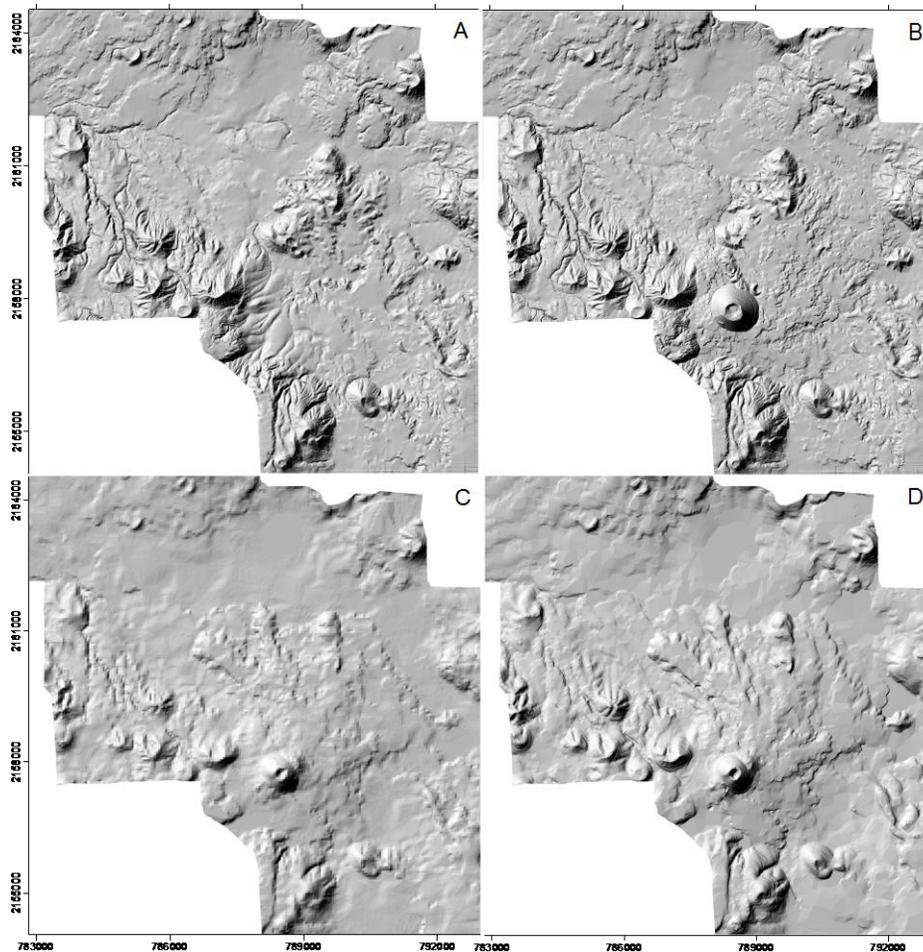


Fig. 5.6. Modelos digitales utilizados para llevar a cabo la sobreposición.
A) 1934; B) 1946; C) 1995; D) 2000.

Los MDE tienen una representación con un Sistema de Coordenadas Universal Transversal de Mercator (UTM). A diferencia del Sistema de Coordenadas Geográficas, expresadas en longitud y latitud, las magnitudes en el Sistema UTM se expresan en metros. Los MDE usan el Elipsoide Internacional WGS84 como modelo de base, por ello es que se encuentran en este sistema de coordenadas.

Las ventajas de esta proyección es que ningún punto está demasiado alejado del meridiano central de su zona, por lo que las distorsiones son pequeñas.

V.2.1 Sobreposición de MDE a escalas 1:10,000 (1946-1934)

Se realizó un mapa para analizar cuantitativamente los procesos de acumulación en el área de estudio de acuerdo a una escala de colores que van del verde al marrón, clasificando los procesos según el grado en que se presentan para los primero tres años de erupción (1943-1946). El color blanco representa el error generado por la diferencia de escalas.

La mayor parte de la superficie del mapa pertenece al volcán Parícutin y su campo de lavas. El relieve está condicionado por el origen geológico, ya que en su mayor parte trata de un campo volcánico dando como consecuencia una topografía accidentada, que además ha sido modelada por procesos fluviales muy activos sobre un paisaje reciente.

Para obtener el volumen del material emitido durante los primeros tres años de actividad, se restaron los dos modelos a escala 1:10,000, es decir, 1946^b-1934^a (1:10,000^b-1:10,000^a). El mapa resultante se muestra en la Fig. 5.7.

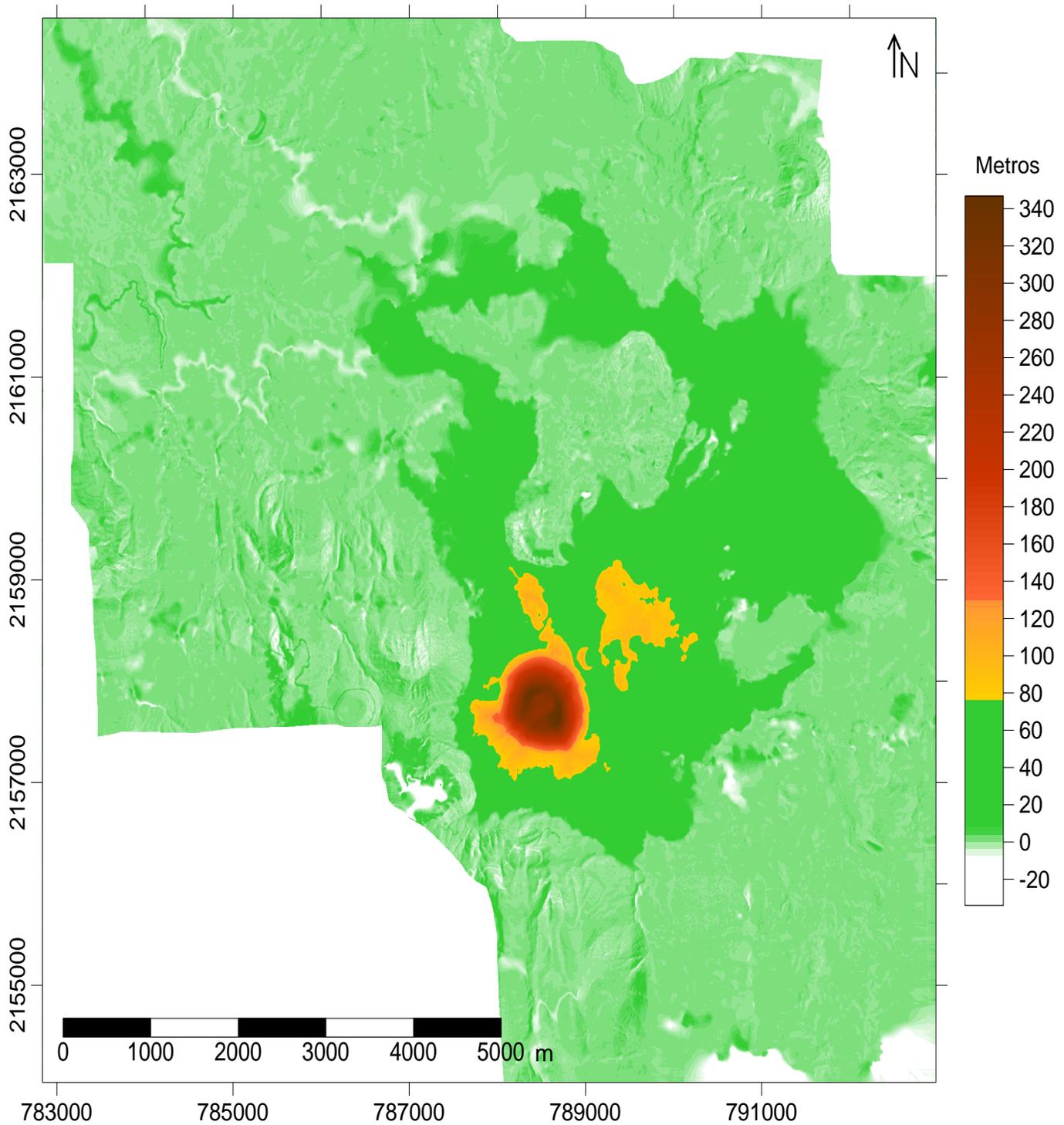


Fig. 5.7. Resta de los MDE 1:10,000 (1934 y 1946; correspondiente a la fase de actividad de 1943-1946). La escala de tonos indica la elevación de la superficie altitudinal entre los MDE.

V.2.2 Sobreposición de MDE a escala 1:20,000 – 1:10,000^a (2000-1934^a)

La diferencia entre estos modelos (Fig. 5.8) representa el total del material acumulado (424m) durante el periodo de actividad (1943-1952). A pesar de contar con estos modelos, que permiten estimar el volumen aproximado de material depositado, no es posible observar la distribución de tefras de la misma manera que se observaba para el año de 1952, debido a que el modelo más reciente utilizado para esta resta es del 2000. El error vertical calculado es de ± 1.5 m identificado en color blanco. El cono se representa a partir del color amarillo hasta el marrón.

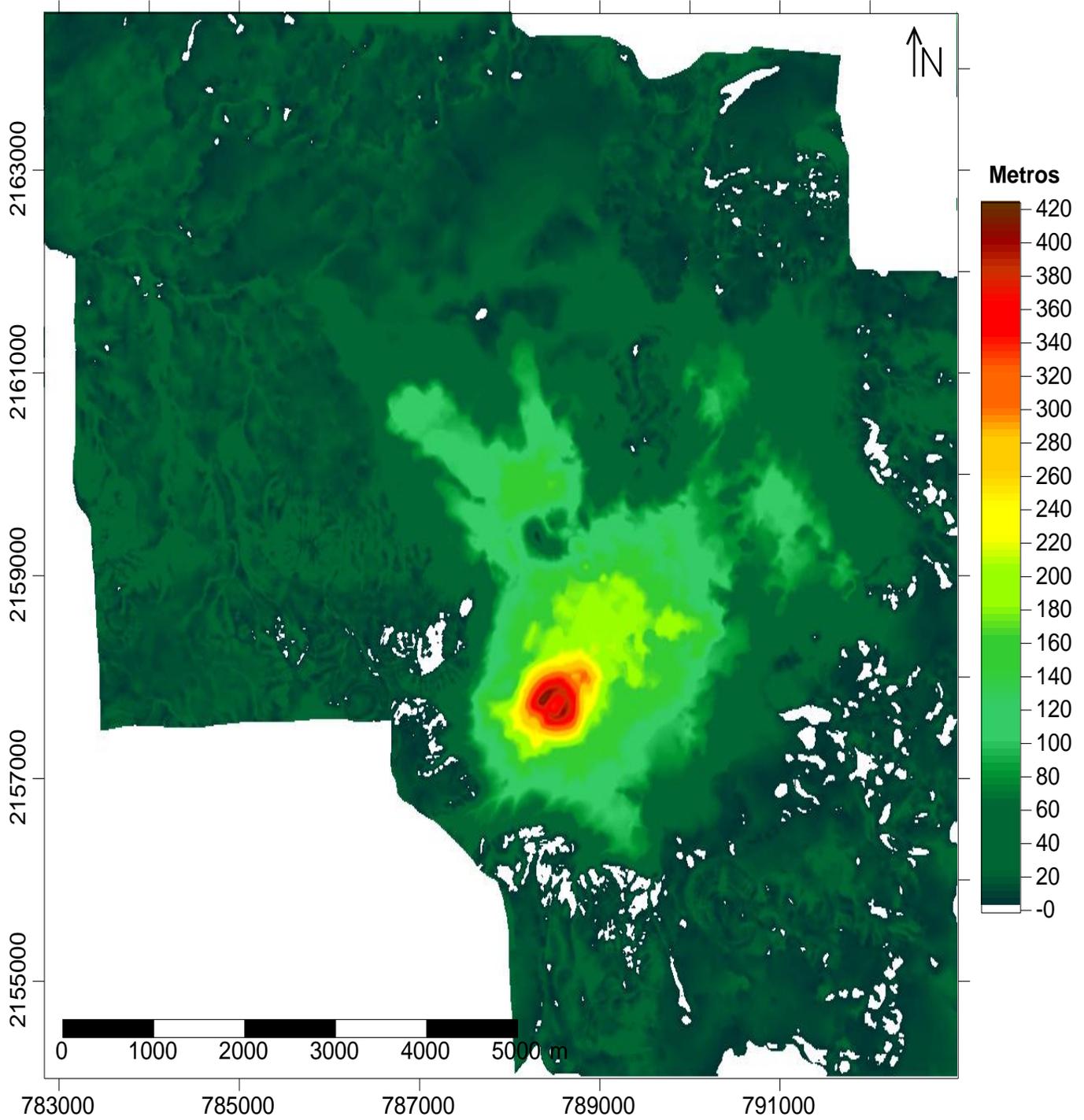


Fig. 5.8. Resta de MDE (2000-1934).

V.2.3 Sobreposición de MDE a escala 1:20,000 – 1:10,000^b (2000-1946^b)

La resta entre modelos presenta valores más altos de acumulación para el campo de lavas y el conducto secundario Nuevo Juatita donde se presentan cambios morfológicos de hasta 160 m de altura, los cuales se depositaron durante el período final de actividad del volcán Parícutin. En éste mapa se refleja la acumulación total de 1946 a 1952 (Fig. 5.9). Aunque la actividad principal se dio en los primeros años, por lo que la mayor acumulación ocurrió en el cono volcánico, ésta no deja de ser importante, ya que las tefras fueron dispersadas alrededor del volcán, presentando cambios en el drenaje, los cuales se identifican claramente en el mapa.

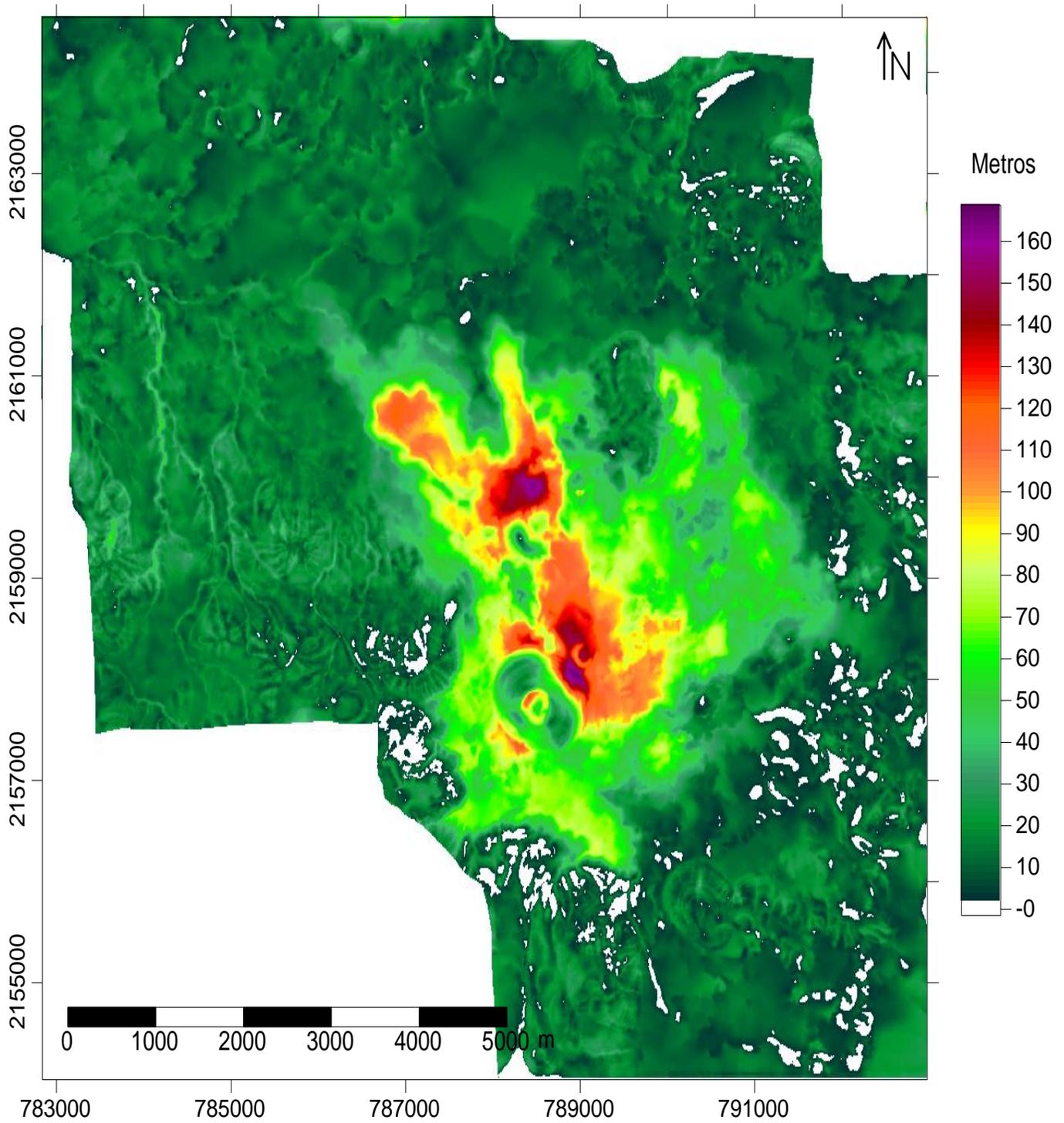


Fig. 5.9. Mapa de diferencia entre los modelos 1:20,000 y 1: 10,000^b (2000-1946^b).

V.2.4 Sobreposición de MDE a escala 1:50,000 – 1:10,000^b (1995-1946^b)

En la resta entre los modelos de 1995 y 1946 (Fig. 5.10) se identifica el material emitido por el volcán que va desde el color verde oscuro al café, según la cantidad de material acumulado. El material no consolidado, en especial el más fino, ha sido removido durante los últimos 60 años, no obstante, la erosión no puede identificarse claramente en la imagen resultante debido al error vertical de ± 6.5 m (en blanco) originado por la diferencia de escalas entre los MDE.

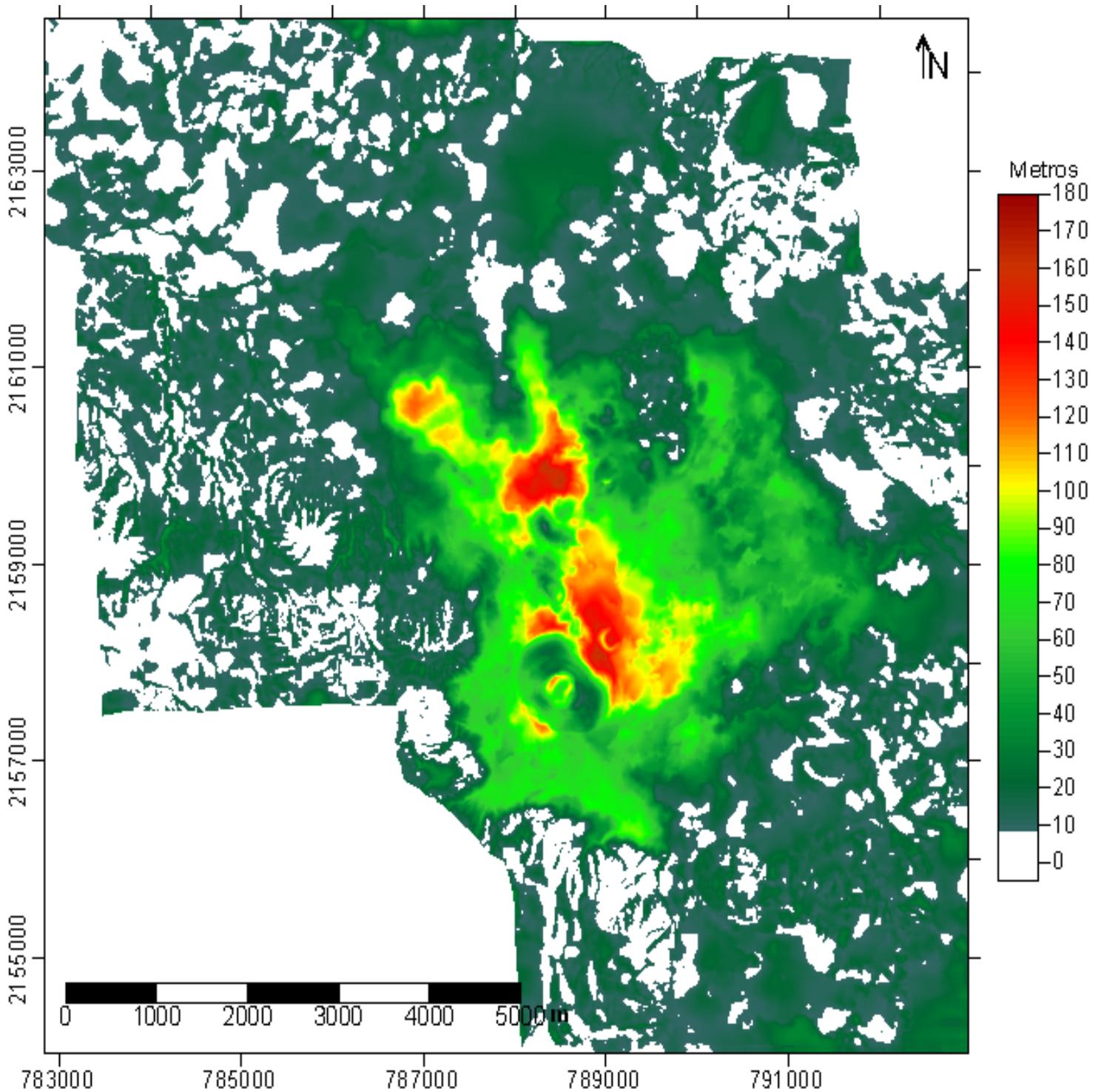


Fig. 5.10. Representación gráfica de la resta de MDE (1995-1946). Los valores en esta figura están generados por la diferencia de modelos de 1995-1946, donde el error vertical ± 6.5 m ha sido representados en blanco, y la escala de colores que van del verde al marrón, han adoptado los valores positivos.

V.2.5 Sobreposición de MDE a escala 1:20,000 – 1:50,000 (2000-1995)

En el mapa de la Fig. 5.11 se observa que la acumulación se ha presentado en las depresiones o llanos, como Llano Grande y Huanárucua y al pie del cerro Curupichu. Se reconoce una erosión débil distribuida en toda el área, pero también una fuerte degradación en los cerros que fueron cubiertos parcialmente por cenizas y que en la actualidad están siendo denudados por la erosión pluvial y eólica debido a la falta de consolidación del material. Hacia el oeste se concentra el mayor desgaste de cenizas provenientes del volcán Parícutin y depositadas sobre los cerros Pueblo Viejo, Turajuata, Corucjuata, Cuaxándaran, Loma Larga y Huachángueran.

Esta resta entre modelos comprende un periodo de 5 años. Sin embargo, los resultados obtenidos no son confiables debido a que se registran valores de diferencias de algunas decenas de metros para cuantificar los procesos erosivo-acumulativos (de más de 5 metros). En el análisis (Fig. 5.11) se observa una gran actividad tanto erosiva como acumulativa. Si bien es cierto que estos procesos están presentes, también es evidente que los resultados obtenidos por esta metodología y aplicado a una resta de modelos con esta diferencia de escalas (1:20,000-1:50,000), no corresponde a lo observado en campo.

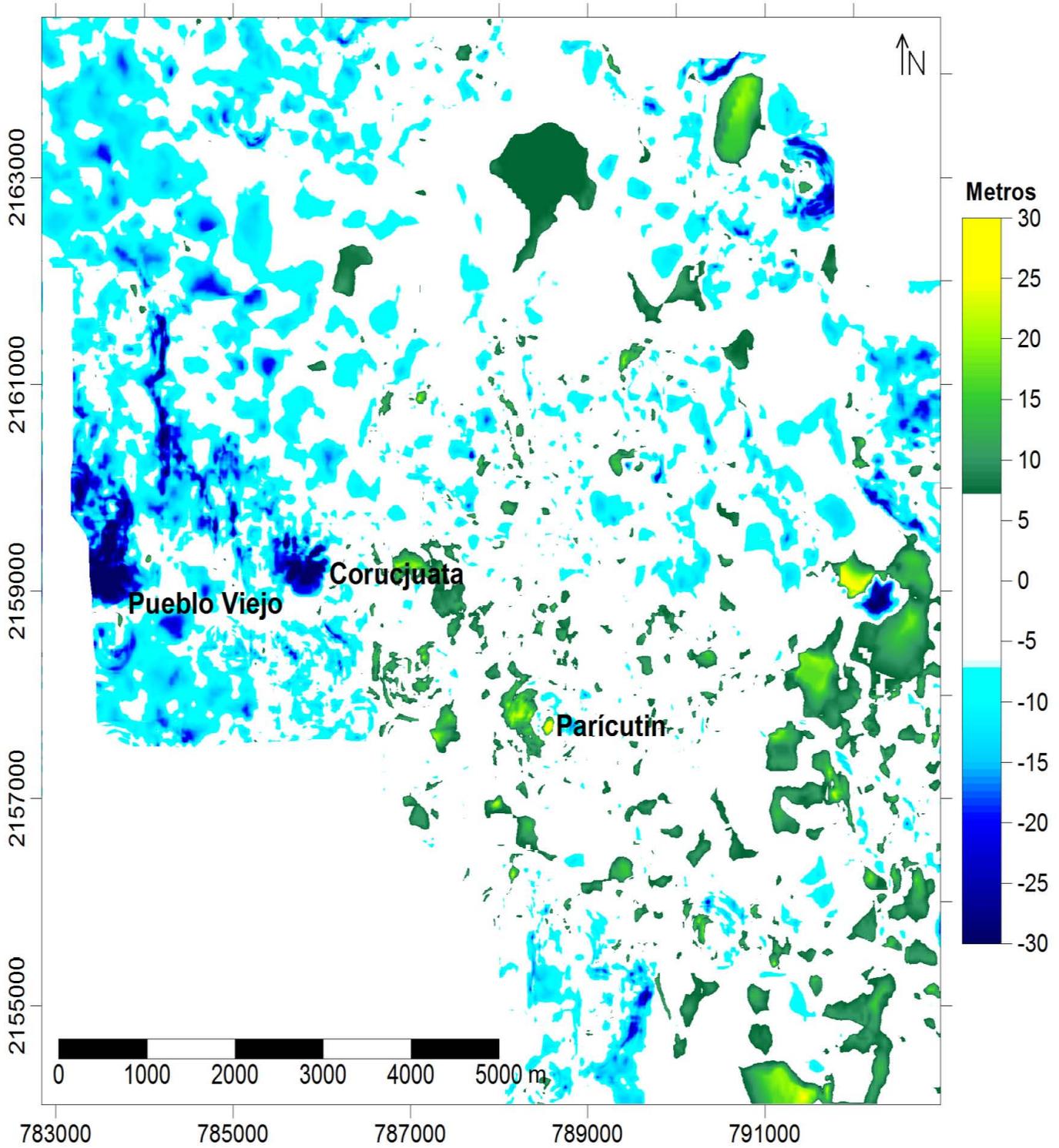


Fig. 5.11. Representación gráfica de la resta de MDE (2000-1995).

V.3 RESULTADOS

La información para realizar este trabajo se ha obtenido por los informes, observaciones y estudios realizados durante los años de actividad del volcán, combinado con el uso de los SIG.

V.3.1 CÁLCULO DEL VOLUMEN DE LAVAS

Para el cálculo de acumulación y erosión de tefras mediante la sobreposición de modelos, es necesario extraer primero el polígono del área del campo de lavas y determinar su volumen total. El volumen calculado para los primeros 3 años de actividad (1943-1946), fue de 0.55 km^3 . Para determinar el volumen total, se usó el polígono de lavas del MDE 1:20,000 (Fig. 5.12a). Ya obtenida la malla de información, se restó del MDE 1:10,000^a del año 1934^a (Fig. 5.12b) (nótese la ausencia del volcán y sus lavas). El resultado de la diferencia de los modelos se observa en la Fig. 5.12c. De este resultado, se obtuvieron polígonos del cono y elementos morfológicos pre-existentes (Fig. 5.12d). La determinación del volumen de lavas es fundamental para conocer el porcentaje correspondiente a éstas y al de tefras.

Mediante la diferencia de los modelos es posible observar la distribución de lavas y tefras. En la Fig. 5.13 se muestran las lavas distribuidas al norte del cono principal favorecidos por las depresiones o cauces de corrientes y pendientes suaves, disminuyendo en lugares donde la pendiente aumentaba abruptamente o por la distancia. El volumen total de lavas resultó ser de $\sim 1.4 \text{ km}^3$.

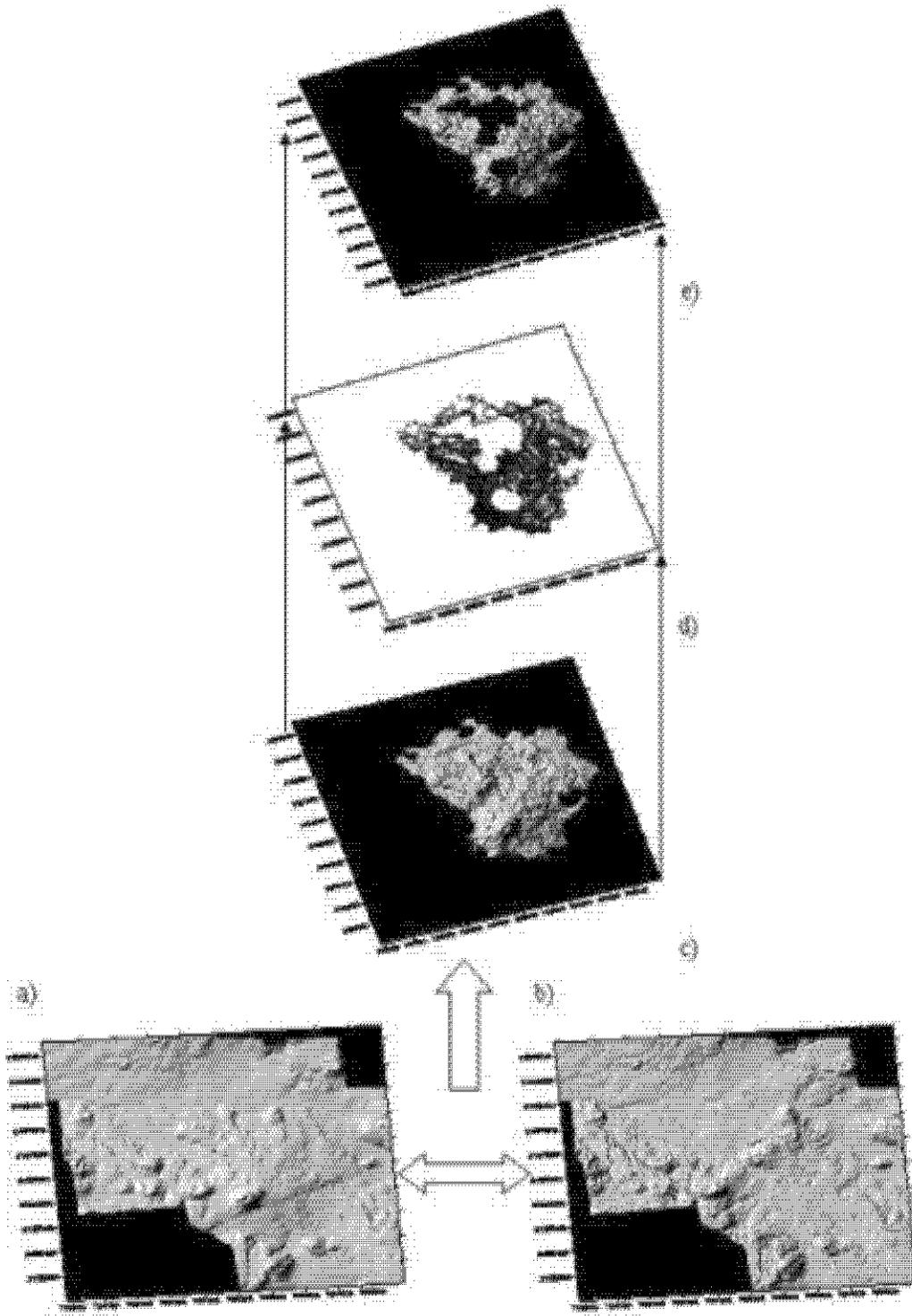


Fig. 5.12. Resta de modelos digitales 1:20,000 menos 1:10,000^a para la obtención del volumen de lavas. a) MDE 1:20,000; b) MDE 1:10,000^a, c) resultado de la resta de modelos; d) curvas de nivel del polígono de lavas y e) representación en 3D del volumen de lavas.

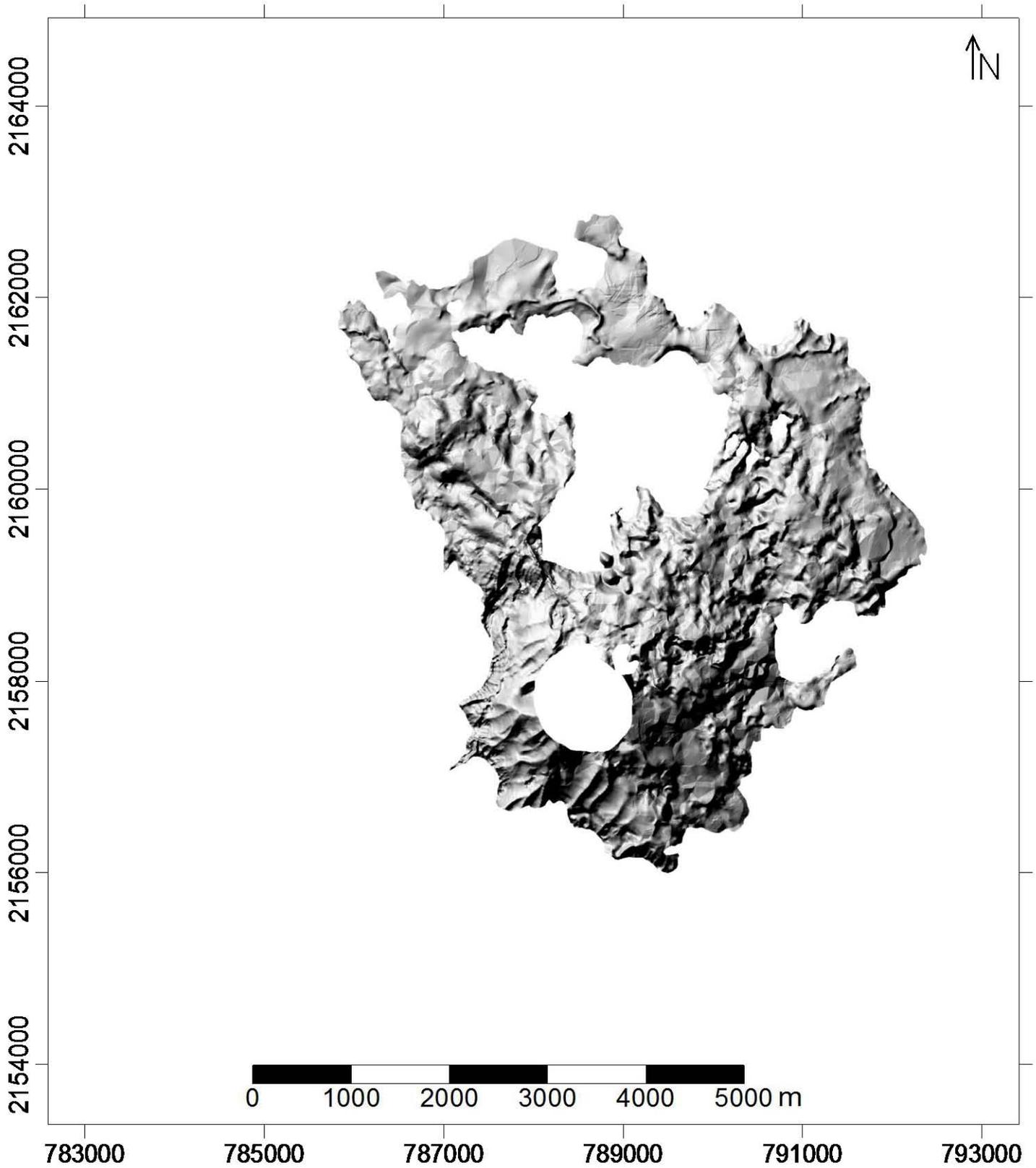


Fig. 5.13. Imagen sombreada del campo de lavas, exceptuando el cono principal.

V.3.2 CÁLCULO DEL VOLUMEN DEL CONO

El cono se formó en su mayor parte durante el primer año; sin embargo, la intensa actividad modificó el edificio volcánico durante la erupción ocasionando su derrumbe y el crecimiento del cono principal, formando de paso conos adventicios como el Sapichu en 1943, y posteriormente el Nuevo Juatita en 1947 (Fig. 5.14).

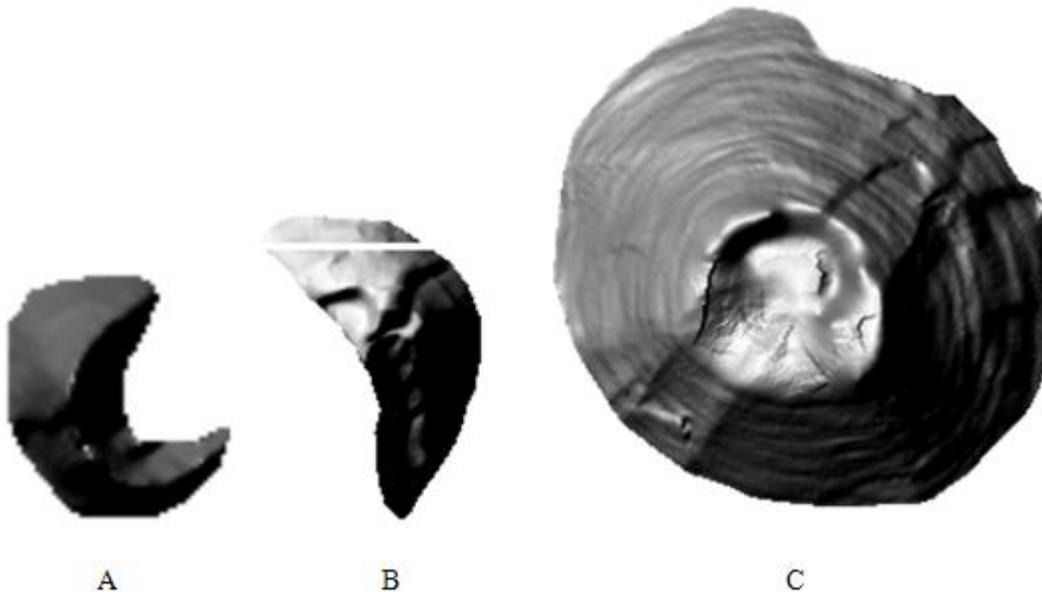


Fig. 5.14. Se observan en A) Sapichu; B) Nuevo Juatita; C) Cono principal.

El volumen del cono se extrajo a partir de dos diferentes restas:

- 1) 1934-1946, en la cual se estima el volumen para los primeros 3 años de erupción que resulta de $\sim 0.180 \text{ km}^3$ solo para el cono principal. El volumen total del cono, incluyendo el Sapichu, es de $\sim 0.184 \text{ km}^3$.
- 2) 1934-2000, con la que se calcula el volumen del cono principal en $\sim 0.151 \text{ km}^3$. El volumen total del edificio principal incluyendo al Nuevo Juatita, arroja $\sim 0.186 \text{ km}^3$.

V.3.2.1. Cálculo del volumen del cono sepultado por lava

El volumen del cono sepultado por las lavas se estimó gracias a los modelos digitales de 1934, 1946 y 2000. Para ello se trazaron perfiles topográficos con dirección N-S, E-W, SE-NW y SW-NE del área alrededor del cono principal para esos tres periodos (Fig. 5.15 y 5.16). En el extremo de cada línea, se tiene un punto con coordenadas conocidas, que fueron utilizadas para obtener los perfiles en los tres MDE.

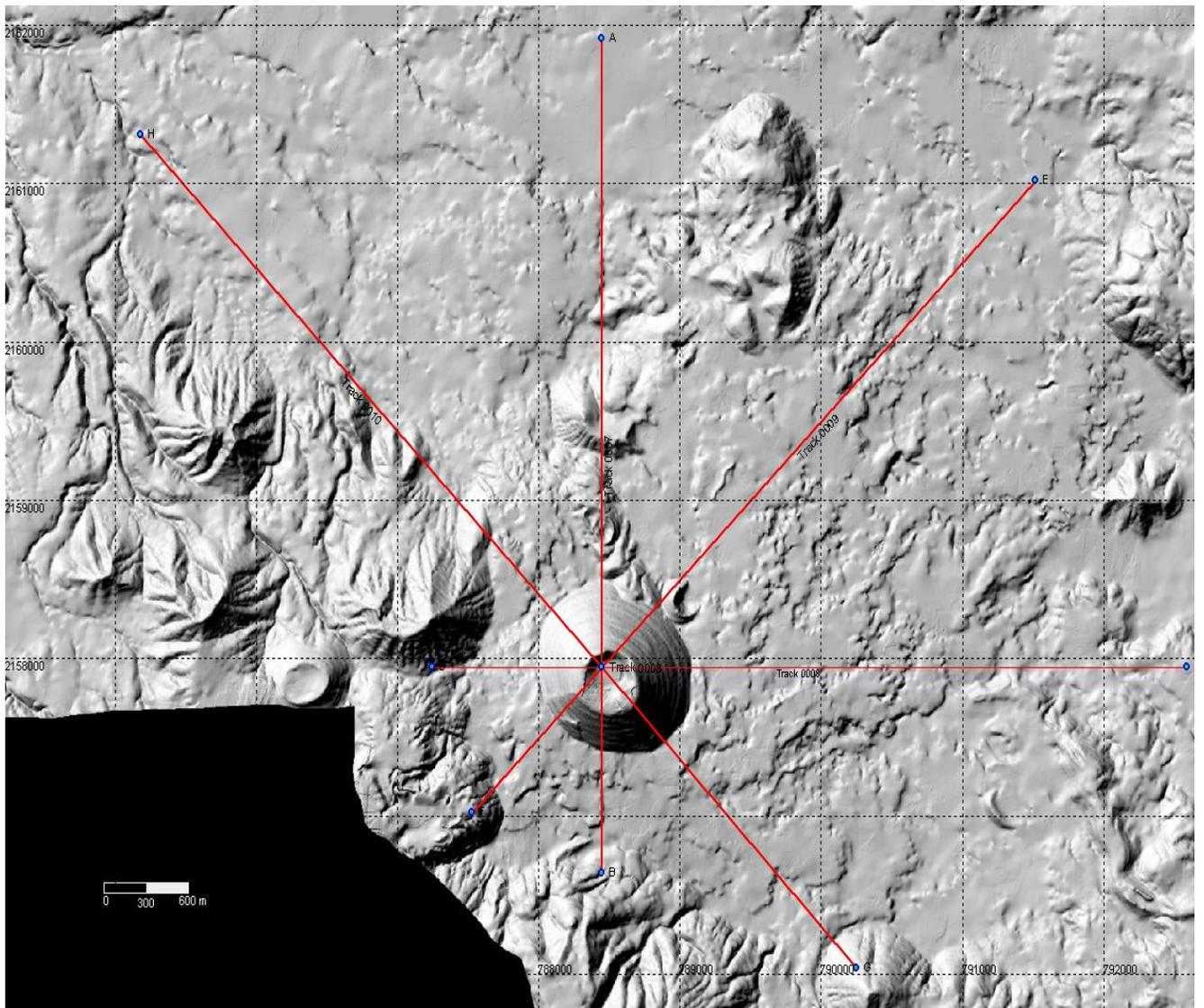


Fig. 5.15. Líneas de los perfiles topográficos utilizados para conocer los cambios en el cono principal durante 1934, 1946 y 2000.

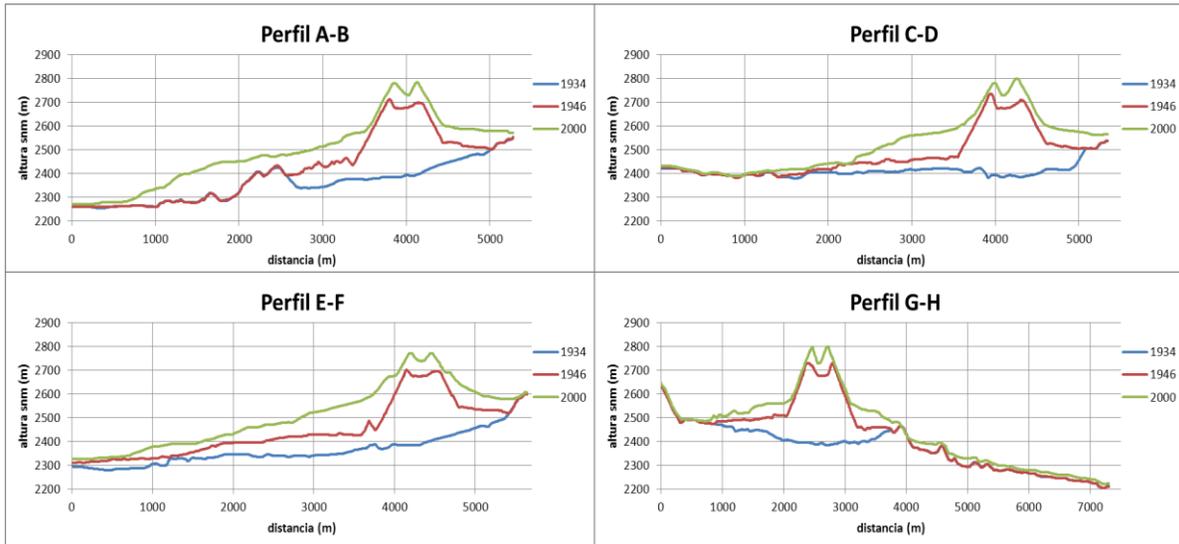


Fig. 5.16. Perfiles del área de estudio para 1934,1946, 2000.

La estimación del volumen del cono sepultado por lava, se ha hecho en base a los perfiles trazados. Se consideró calcular solo el área que pertenece al cono principal que se encuentra sepultado por lavas. Para cada perfil se estimó el centro del cráter r_0 y se calculó la distancia $(|r_i - r_0|)$ para cada punto horizontal r_i de los perfiles (Fig. 5.17). El área considerada para calcular el volumen, se hizo a partir de una triangulación entre la diferencia de altura a_i , línea de tendencia (pendiente) y la base del terreno preexistente a la erupción (Tabla 5.2). Esta altura del cono “sepultado” se calculó para cada punto (a_i), se multiplicó con la distancia a su vecino $(r_{i+1} - r_i)$ para obtener un área parcial, y esta se multiplicó por la circunferencia del círculo alrededor del cráter, obteniendo un volumen parcial (V_i). Sumando los volúmenes parciales, se logró estimar para las seis pendientes (A, B, C, D, G y H) un volumen del cono sepultado $V_{\text{sepultado}} = \sum V_i$.

$$V_i = a_i * (r_{i+1} - r_i) * 2\pi * |r_i - r_0|$$

El promedio de estos datos nos dio un volumen de $\sim 0.089 \text{ km}^3$.

Para el perfil de puntos E-F (NE-SW), no fue posible hacer este cálculo, debido a que las pendientes de las laderas del cono no están pronunciadas como en los otros casos. No fue evidente trazar una línea de pendiente, pues en el punto E, se tiene la presencia del orificio Nuevo Juatita del cual se tiene un volumen de $\sim 0.035 \text{ km}^3$.

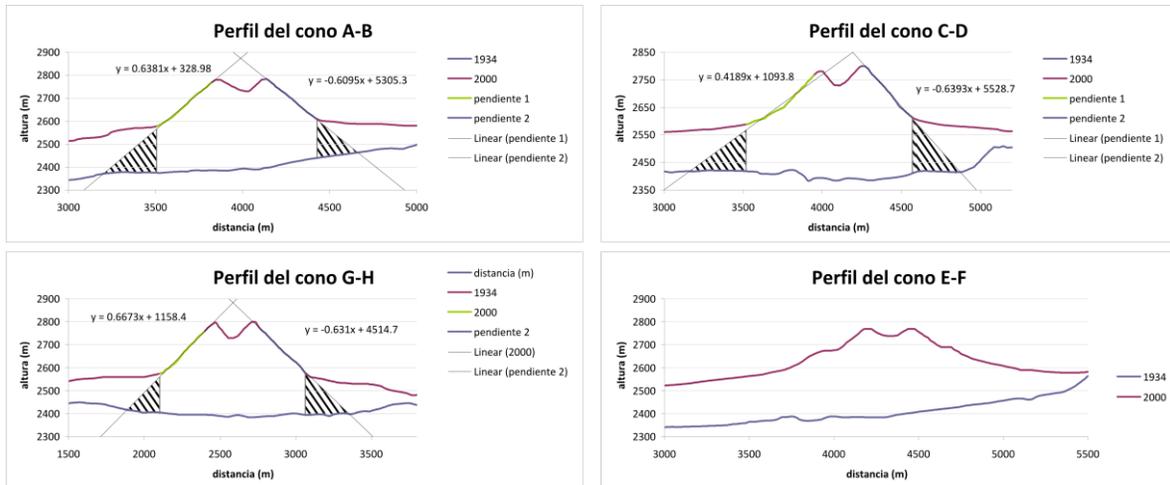


Fig. 5.17. Áreas calculadas de las pendientes del cono principal para cada perfil.

Tabla 5.2. Coordenadas y distancia de las secciones usadas para los perfiles topográficos y áreas y volúmenes calculados para el cono sepultado por lava.

Línea trazada	Distancia línea (km)	Dirección	Punto	Coordenadas	Área (m ²)	Volumen (km ³)
A-B	5.27	N-S	A	13Q 788498	28227.78	0.100
			(pend. 1)	2161713		
D-C	5.34	W-E	B	13Q 788498	20044.21	0.067
			(pend. 2)	2156435		
D-C	5.34	W-E	C	13Q 792638	26076.28	0.110
			(pend. 1)	2157740		
F-E	5.64	SW-NE	D	13Q 787298	27770.88	0.105
			(pend. 2)	2157740		
F-E	5.64	SW-NE	E	13Q 791570.27	-----	-----
				2160811.651		
G-H	7.31	SE-NW	F	13Q 787578.101	-----	-----
				2156819.724		
G-H	7.31	SE-NW	G	13Q 790300.939	21085	0.068
			(pend. 1)	2155839.331		
G-H	7.31	SE-NW	H	13Q 785231.563	21666	0.084
			(pend. 2)	2161105.500		

V.3.3 CÁLCULO DE VOLUMEN DE TEFRAS

El cálculo de volumen se lleva a cabo tomando en cuenta dos superficies, superior e inferior, como se muestra en la Fig. 5.18. El volumen neto se da a conocer en el informe de la malla, el cual es dado por la diferencia entre el volumen positivo y negativo. El volumen positivo se refiere al material que ha sido removido del sitio, en tanto el volumen negativo es aquel que ha sido transportado y depositado en otras áreas.

Matemáticamente el volumen está en virtud de una función $f(x, y)$ definido por una integral doble

$$\text{Volumen} = \int_{X_{\min}}^{X_{\max}} \int_{Y_{\min}}^{Y_{\max}} f(x, y) \, dx \, dy$$

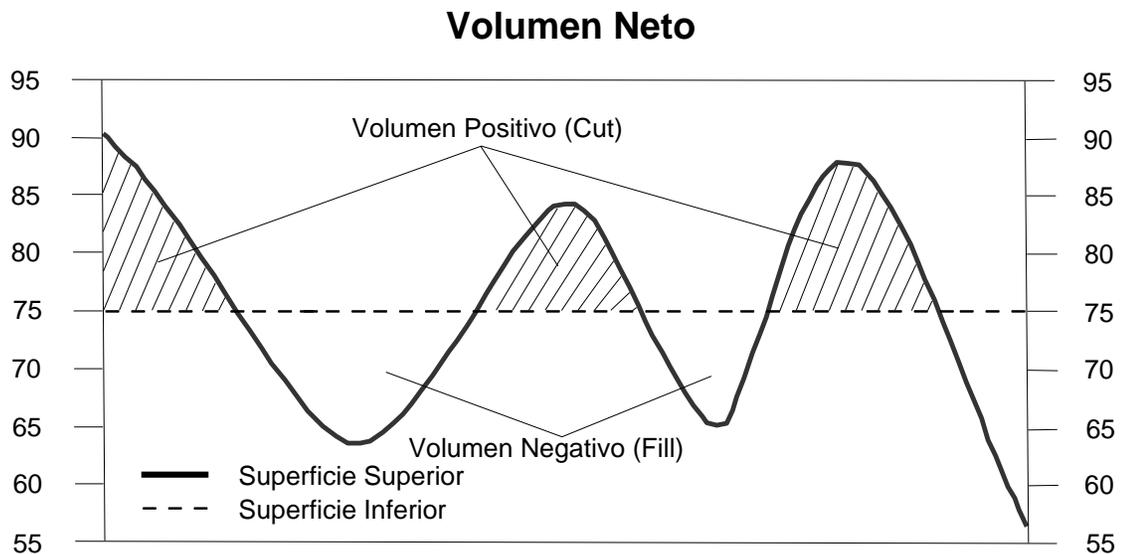


Fig. 5.18. Ejemplo de una sección transversal que muestra la relación entre la superficie superior e inferior. La superficie inferior está definida por Z, que en este ejemplo equivale a 75 (Guía de usuarios, Surfer® 8).

Este trabajo se dividió en dos etapas: cálculo de material emitido (tefras) y cálculo de material removido (erosión, expuesto en el siguiente punto). En la fase inicial se habló de manera general de ambas.

En la primera etapa se generaron los MDE correspondientes al cálculo del volumen de tefras, donde el procesamiento consistió en eliminar el volumen de lavas estimado y el material removido por la erosión a través de los mapas de las diferencias, obteniendo así, sólo el volumen positivo para el cálculo de tefras depositadas durante el periodo eruptivo. Para la segunda etapa se considera únicamente la obtención de valores negativos, representando el material removido. Este procedimiento ofrecerá mejores resultados y una visualización sencilla, para una mejor interpretación.

El MDE de 1946, se sobrepuso al MDE más reciente (2000), con el fin de obtener una representación gráfica de los cambios en la topografía y del volumen de material emitido durante los años de actividad eruptiva; sin embargo, estos cambios no representan la remoción del material manifestado durante este periodo, por lo que sólo se obtienen valores positivos.

V.3.3.1 Cálculo del volumen de piroclastos sobre el campo de lavas

Ya estimado el volumen del cono, se procedió a calcular el volumen de tefras depositadas sobre el campo de lavas, para tratar de estimar lo mejor posible el volumen real de piroclastos emitidos por el volcán Parícutin. En un primer paso se digitalizó el mapa de isopacas existente del área del volcán Parícutin (realizado por Segerstrom en 1946, Fig. 5.19A), luego se substrajo el volumen de tefras depositado sobre el campo de lava durante los primeros tres años de erupción. Para ello, se creó en Surfer[®] un modelo digital del mapa de isopacas (Fig. 5.19B), se utilizó el polígono de lavas extraído anteriormente (Fig. 5.19C) para sobreponer el MDE de isopacas al campo de lavas (Fig. 5.19D), y finalmente restar el volumen de tefras acumulados sobre ellas. El volumen de tefras depositado sobre el campo de lavas resultó en 0.086 km^3 .

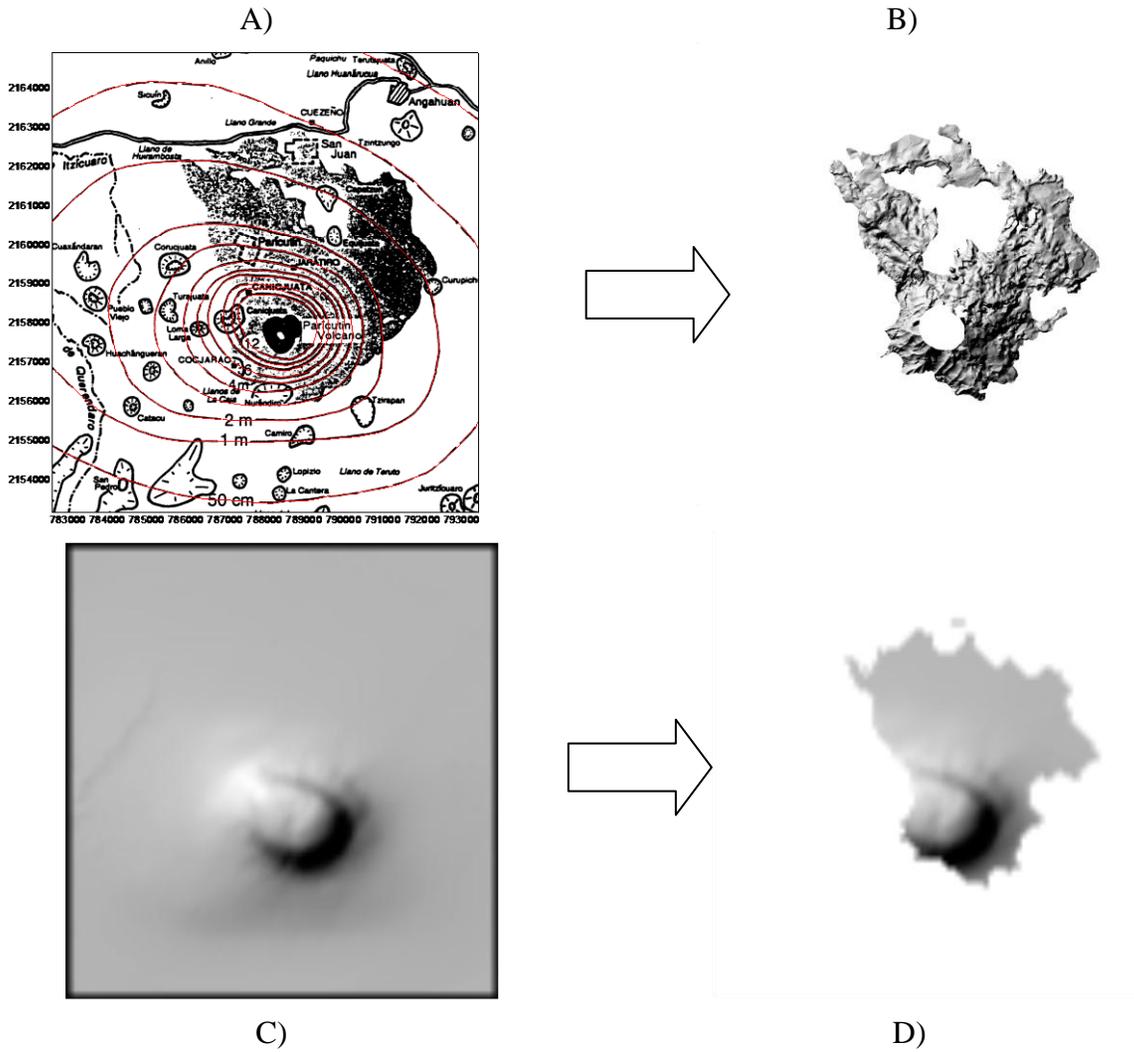


Fig. 5.19. A) Mapa de isopacas (Segerstrom, 1947), digitalizado; B) MDE de isopacas; C) MDE de las lavas y D) Representación del polígono de lavas con el MDE de isopacas sobrepuesto.

V.3.3.2 Cálculo del volumen de tefras emitido durante 1943-1946

El mapa de restas entre los modelos 1:10,000 es resultado de las diferencias de la cantidad de material acumulado durante los primeros tres años del periodo eruptivo del volcán Parícutin (Fig. 5.20).

El color blanco indica el error vertical del mapa que es aproximadamente de ± 1 m. En el mapa se puede identificar el cono principal en marrón y el campo de lavas en tonalidades verdes. Las pequeñas manchas en verde oscuro en el resto del mapa, nos indican la distribución de tefras, las cuales no llegan a tener un espesor mayor a los 10 m. La máxima acumulación se presentó en el cono con un valor de aproximadamente 347 m sobre el terreno, que antes eran zonas más bajas o cauces de corrientes. Como consecuencia del error vertical (± 1 m) en este mapa no se observa la acumulación correspondiente a la isopaca de 1 m que reporta Segerstrom (1946) y que rellena el valle principal del Río Itzícuaru y causa el bloqueo del drenaje preexistente. El campo de lava se extiende en las partes más bajas cerca del cono con el relleno de algunas depresiones. El volumen de tefras para este periodo resultó en $\sim 0.742 \text{ km}^3$.

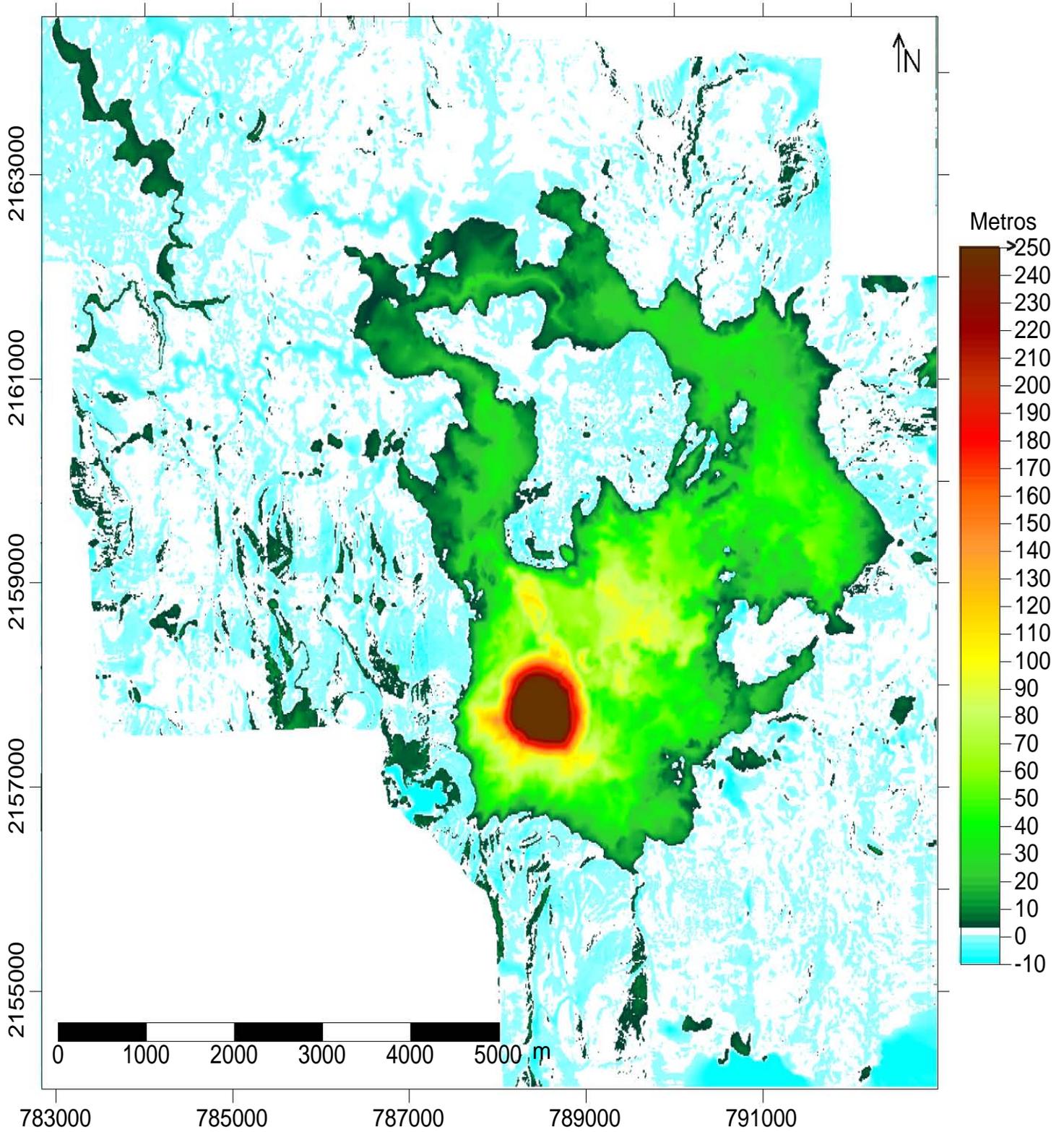


Fig. 5.20. Representación en 2D, donde se visualiza claramente el cambio en la superficie por acumulación de material volcánico entre 1943 y 1946.

V.3.3.3 Cálculo del volumen de tefras emitido durante 1946-1952

Para realizar el cálculo del material emitido durante 1946-1952 sería necesario contar con información del final de la erupción. Como esto no es posible, se restaron los MDE de 2000-1946, ya que son los modelos con mejor resolución con que se cuenta y más cercanos en tiempo para estimar el volumen durante este periodo.

En la Fig. 5.21, el error vertical (color blanco) sólo se alcanza a apreciar en áreas muy pequeñas, por lo general, éstos se presentan en los conos volcánicos ubicados alrededor del nuevo volcán, donde la erosión del material preexistente o la acumulación de material proveniente del volcán Parícutin llegaron a tener menos de ± 1.5 m de espesor, como es el caso de los cerros Canicjuata, Cocjarao, Nuréndiro, Camiro, Juritzícuaro, Curupicho, Tzintzungo y Tziripan.

La acumulación con mayor espesor se logra apreciar indudablemente sobre el cono principal, el orificio de Nuevo Juatita y el campo de lavas, con una acumulación mayor a los 40 m. Sobre este valor logra observarse que la acumulación se presentó en el cauce del río principal Itzícuaro hasta llegar a Pueblo Viejo. Aunque, el cono presenta acumulación, el volumen del depósito en sus laderas externas resulta menor que el acumulado durante los primeros tres años, debido que se formó casi en su totalidad durante el primer año. El volumen de tefras acumuladas entre 1946-1952 es de $\sim 0.558 \text{ km}^3$. Las tefras depositadas sobre el campo de lavas durante los primeros tres años corresponden a 0.086 km^3 .

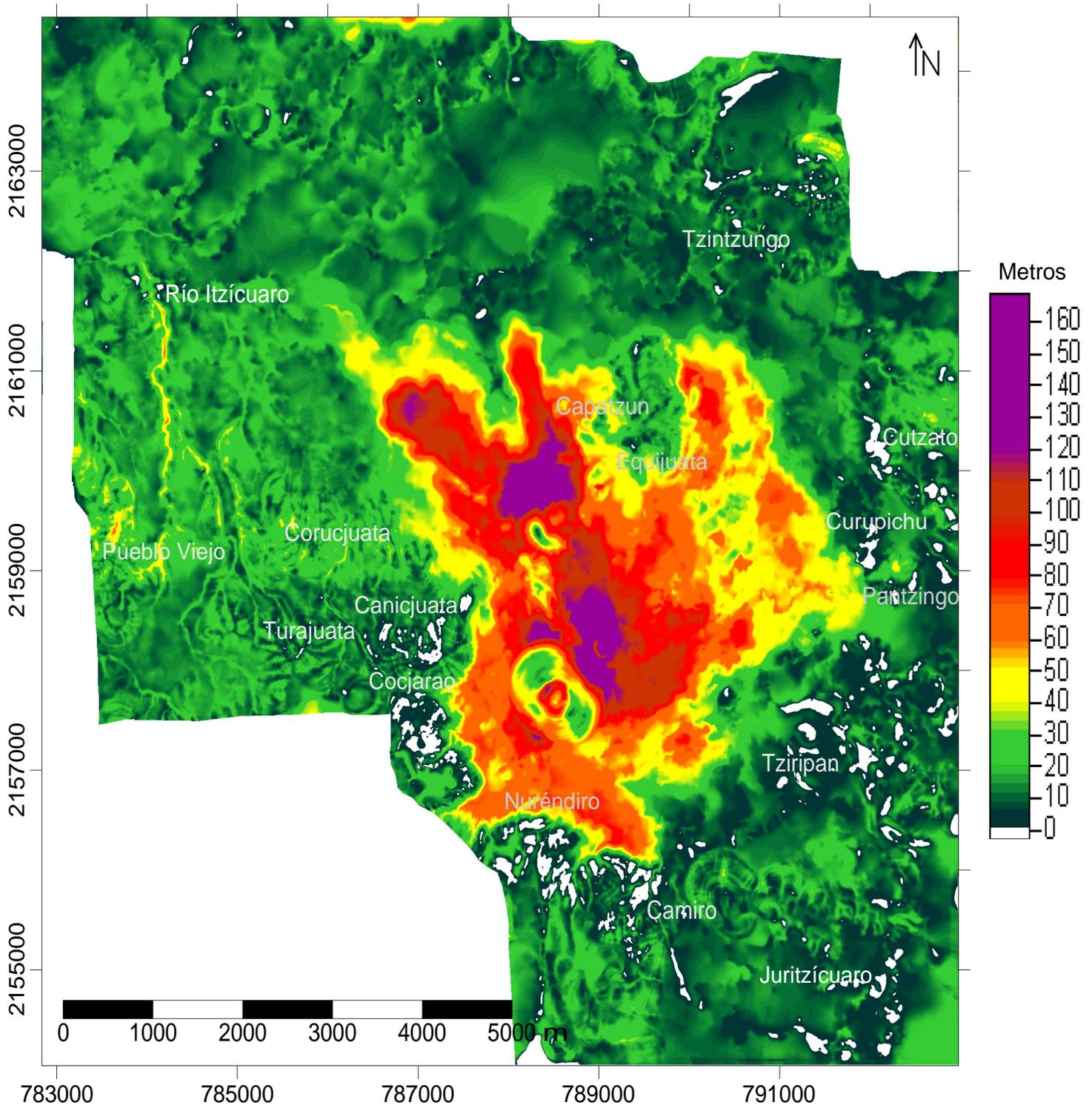


Fig. 5.21. Volumen de tefras emitido por el volcán Parícutin entre 1946 y 1952 a partir de la resta de MDE.

V.3.4 CÁLCULO DE VOLUMEN DE TASAS DE EROSIÓN

Los factores identificados como más importantes en el grado de la erosión son: clima, cobertura vegetal y fisiografía (OEA, 1974).

El factor fisiográfico determina a la erosión hídrica en función del tipo de relieve, porcentaje de pendiente y características geológicas. El efecto del clima en la erosión ha sido considerado, tomando en cuenta las características climáticas, ya que la precipitación total anual está por encima de 1,400 mm y la temperatura con sus oscilaciones causa la intemperización física o el desquebrajamiento de las rocas en “situ”. En primavera se dan importantes diferencias de presión. La roca se calienta hasta 30°C más, en tanto que el aire en la atmósfera sólo oscila unos 18-20°C. Esas oscilaciones térmicas que causan diferencias de presión determinan, a la vez, diferencias en la velocidad del viento e intemperización de la roca.

Las crecidas son de carácter estacional y se presentan coincidiendo con los registros de elevadas precipitaciones durante el periodo comprendido de junio a septiembre. Por su parte, la cobertura vegetal se compone principalmente de bosques de pino, abeto, pino-encino y agricultura de temporal. La erosión ha sido acelerada por la ausencia de la cubierta vegetal en las zonas donde se acumularon cantidades considerables de material volcánico. El continuo ir y venir de los turistas que llegan a visitar el volcán, ya sea a pie, auto o en caballo, así como el ganado en general, produce que el material sea transportado más fácilmente por el viento o agua.

El factor más determinante para que se lleve a cabo la erosión en el área de estudio es la precipitación, ya que se caracteriza por ser una región húmeda, que presenta lluvias intensas durante el verano. Las intensas precipitaciones en la región, hacen vulnerable el suelo, el cual carece de consolidación y protección vegetal, que como consecuencia conducen a una rápida denudación. Para invierno y primavera (meses secos) las condiciones cambian pues la ceniza está casi siempre seca, lo que facilita el transporte eólico.

Para conocer la distribución de tefras y sus cambios en el terreno, se optó por realizar comparaciones entre los cuatro MDE.

Para conocer los cambios en el cono del nuevo volcán, se aplicaron los modelos de 1934, 1946 y 2000. La estimación se realizó por medio de tres modelos digitales de diferente época, donde cada uno representa una etapa de erosión diferente. Esto se hizo con la finalidad de representar el perfil inicial de un cono que está ya inactivo y que apenas va a comenzar a ser desgastado por la erosión.

La primera etapa de erosión se obtiene por medio de la transformación de los datos de altura de todos los puntos que representa el modelo inicial (1946). Luego se aplica el proceso de transformación de altura que corresponde al segundo y tercer modelo (1995 y 2000), y se obtienen los valores, en donde la resta nos dará una estimación del decremento del cono, es decir, el desnivel entre la parte más alta y la parte más baja del cono.

La estimación de la erosión se presenta en una combinación de imágenes (la denudación en tonalidades de azul) que se muestra en los siguientes mapas.

V.3.4.1 Cálculo de la erosión 1946-2000

En la Fig. 5.22 se representa en azul la denudación, la cual llega a ser apenas perceptible. La razón por la cual no se observa mejor la erosión, se debe a que los modelos utilizados para la resta indican la acumulación para los últimos 6 años de erupción. El 99.7 % del volumen se registró como acumulación, el porcentaje de erosión para este periodo se estima en 0.3%, sin considerar el error vertical ± 1.5 m, localizándose en pequeñas áreas sobre el SW, S y E del nuevo volcán, y que corresponden a las cimas de los cerros circundantes. El volumen de material removido por la erosión en este periodo fue de 0.005 km^3 .

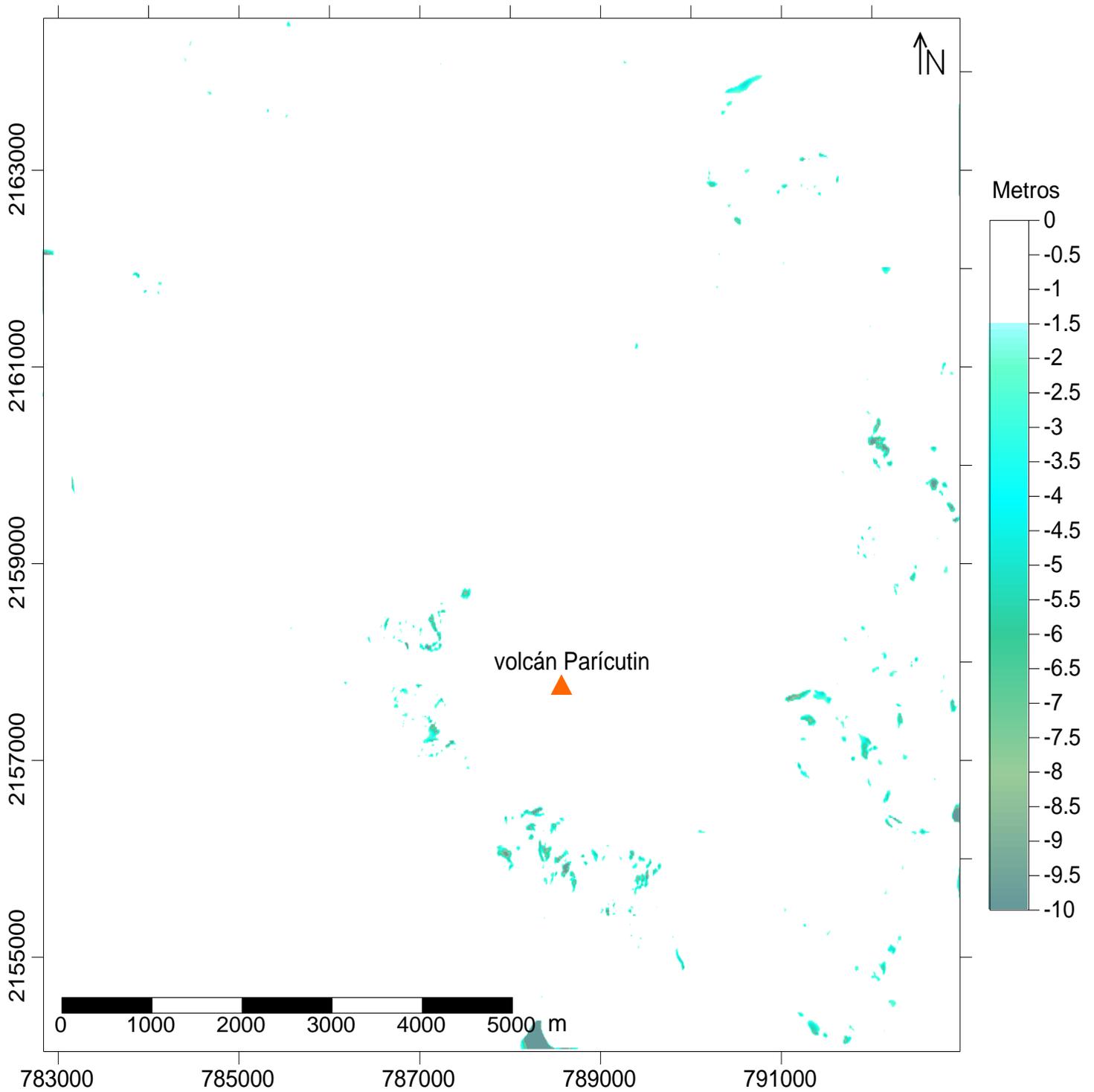


Fig. 5.22. Representación de la distribución de erosión para un periodo de 54 años (1946-2000). No se observan importantes cambios por erosión en la superficie, debido a que el material acumulado (entre 1946-1952) es mayor, que el material erosionado (1946-2000), omitiendo los cambios por el transporte de material.

V.3.4.2 Cálculo de la erosión 1995-2000

En esta operación podemos estimar el proceso erosivo para un periodo de 5 años. Se ha omitido un valor de ± 7 m, que si bien es un valor interesante que podría representar mejor el proceso, no debe ser considerado por la diferencia que se maneja en las escalas. Aun así, se logra identificar que la erosión se presenta en toda el área de estudio, acentuándose más hacia el oeste en los cerros Pueblo Viejo, Cuaxándaran y Turajuata (Fig. 5.23). En general, resulta menor a los 15 m de pérdida de suelo (por el efecto de sobreposición de modelos a escala diferente), incluso sobre las lavas se presenta el proceso de denudación que arrastra el material suelto depositado ahí.

En el cono del volcán Parícutin se observa que la ladera externa NE es la parte que presenta mayor erosión, ya que está compuesta por escoria y lapilli.

Las laderas NW (compuesta por escombros) y S del volcán (constituida por rocas y escoria) son las más afectadas por la erosión a causa del hombre, quien las toman como ruta de ascenso y descenso del volcán. Al ser transitadas por los turistas, se ha formado un camino en el lado NW, con más de 1 m de erosión, como se muestra en la Fig. 5.24. También las laderas internas del volcán han sufrido pérdida de material que ha sido depositado en el cráter. La erosión en el cono indica que el material ha sido removido también por escorrentía superficial.

El volumen del material transportado en el mapa (Fig. 5.23) representa el 71 % del volumen total calculado para este periodo, cubriendo un 49.9% de la superficie, sin considerar el error vertical. Este volumen es de 0.335 km^3 .

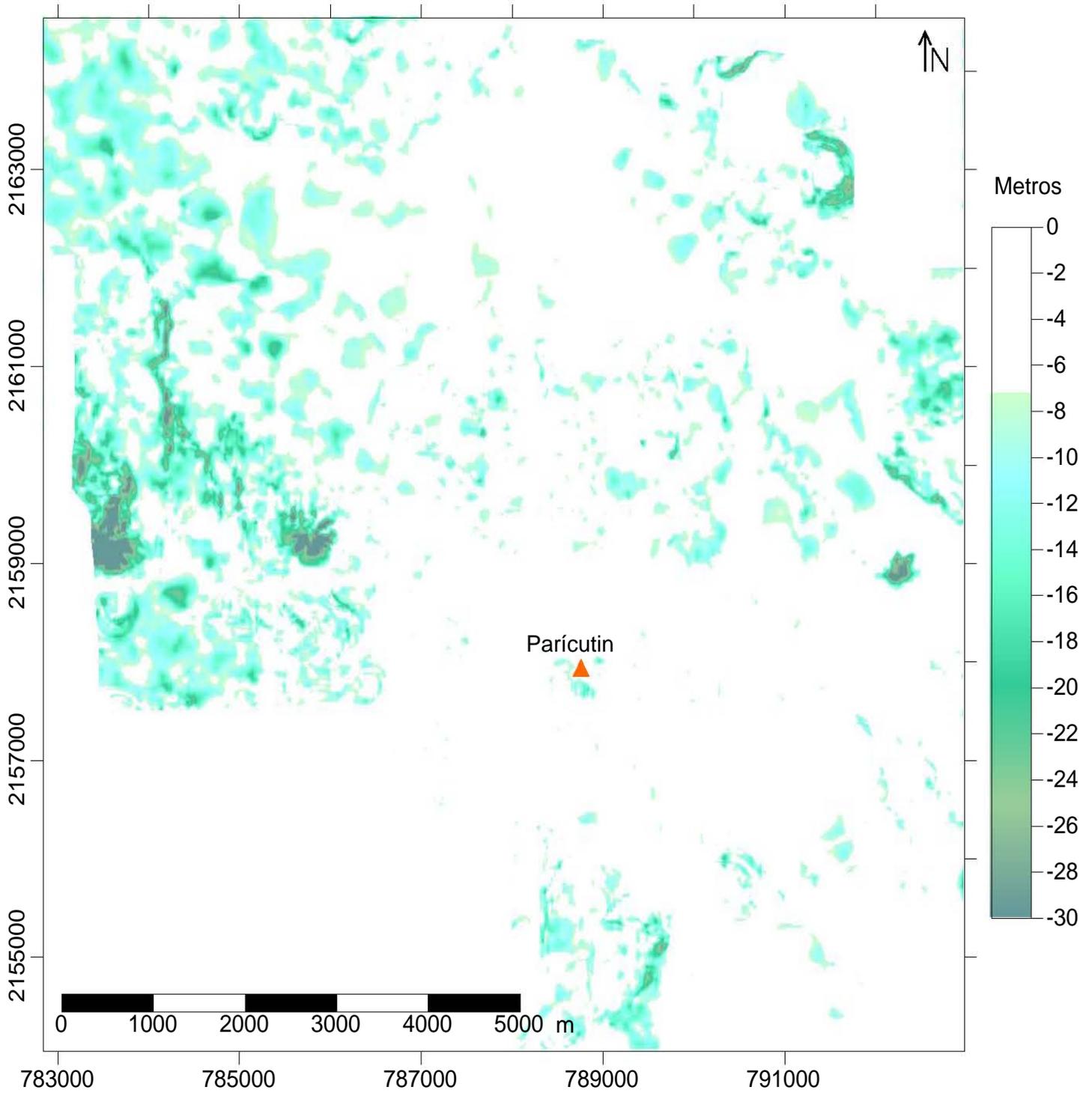


Fig. 5.23. Distribución del material denudado (entre 1995 y 2000). Este resultado no refleja los datos más recientes con que se puede contar.



Fig. 5.24. Erosión producida por el hombre al descender por la ladera NW del cono del volcán Parícutin (Foto Stephanie Dumont, 2007).

V.3.4.3 Volúmenes calculados

Los resultados reflejan que los modelos digitales de elevación son una valiosa herramienta, útil para la cuantificación de procesos geológicos.

Para la resta entre modelos los principales datos derivados de estas comparaciones son:

El cambio se observa en la superficie, la cual muestra una transformación por procesos de transporte-acumulación.

Este tipo de comparación supone que las áreas de acumulación y erosión están perfectamente identificadas en los mapas; el error también se encuentra clasificado y delimitado (en blanco), pues de no ser así, puede llevar a una evaluación errónea de los cambios, de manera que la confiabilidad del mapa puede reducirse considerablemente, generando una gran cantidad de falsos cambios que se reflejen en el mismo y en la matriz de datos modificando el aspecto de la superficie y las tasas de cambios sobre el terreno. Estos errores pueden relacionarse con las características de cada mapa.

La estimación de las tasas de cambio depende del periodo considerado. Se asume que el mapa entre 1995 y 2000 es el que presenta tasas más representativas, en vista de que el proceso eruptivo cesó en 1952.

Estimada la distribución y la cantidad de material emitido, se analizaron los procesos recientes de erosión y acumulación de la región. Las laderas externas del cono muestran pérdida de material, sobre todo para el lado NW.

El mapa resultado de la comparación 1:10,000^a y 1:20,000, es el que tiene las diferencias más notables, generando cambios en la superficie total del mapa. La evaluación de este cambio se llevó a cabo al clasificar en 7 clases de colores la cantidad de material depositado.

Los resultados obtenidos del cálculo de lavas, tefras, cono principal, Nuevo Juatita, y erosión, se obtuvieron mediante las diferencias de los MDE (Tabla 5.3). El material total expulsado por el volcán Parícutin es de ~2.710 km³.

Tabla. 5.3. Resultados de volúmenes calculados (datos en km³).

Periodo	Lava*	Cono	Cono Sepultado	Nuevo Juatita	Tefra**	Erosión	Erosión Cono
1943-1946	0.555	0.180			0.742	0.036	0.029
1943-2000	1.41	0.151	0.089		1.383	0.068	
1946-2000				0.035	0.641	0.005	
1995-2000						0.335	

*Los resultados de la lava incluye el cono sepultado por estas. ** Los datos de tefra incluyen el cono principal y Nuevo Juatita.

El área que ocupa el campo de lavas cuenta con una topografía muy accidentada y con la inexistencia de suelo, constituyen factores determinantes para que no pueda ser utilizada para propósitos agrícolas. La ceniza ha sido removida durante todos estos años hacia las partes bajas como los planos (llanos) y el cauce del río principal Itzícuaru. Sin embargo, ahora se registra erosión hacia el río principal.

Se detectó la formación de un barranco al pie de la ladera E del volcán Canicjuata, siendo una de las partes que presenta valores mayores de erosión. Por otra parte los planos siguen presentando acumulación con valores bajos gracias a la sobredeposición de material fino proveniente de las partes altas de los cerros aledaños.

El proceso erosivo se presenta con mayor intensidad en los cerros de Pueblo Viejo, Cuaxándaran y Turajuata.

Las laderas NW y W del volcán Parícutin presentan erosión favorecida por el material que las constituye (fino) y por la escasez de la vegetación, mientras el fondo del cráter se ha visto favorecido por la acumulación de material procedente de las laderas internas. Los resultados obtenidos indican que la profundidad del cráter ha disminuido, ya que presenta acumulación entre 25 y 30 m.

Actualmente se puede ver que el material ha sido arrastrado por erosión hídrica, la cual es severa, pues en investigación de campo se identificó que en cuestión de horas la cantidad de material removido es significativa, causando el bloqueo de caminos y arrastrando consigo la vegetación (Fig. 5.25). Tanto que al pie de los volcanes Parícutin y Canicjuata se presentan surcos de erosión por toda el área circundante.

En la representación de la resta 1:50,000-1:20,000 no se registra el proceso erosivo para esta zona, debido al nivel de detalle de los modelos derivados de las fuentes originales.



Fig. 5.25. Material removido por erosión hídrica al pie de la ladera NW del volcán Parícutin (Foto Carlos Linares, septiembre 2007).

V.3.4.4 Volúmenes calculados con la Roca Densa Equivalente (por sus siglas en inglés, DRE)

Para el cálculo de volúmenes con DRE, se utilizó el valor medio de roca densa para el basalto ($2,800 \text{ kg/m}^3$) y para la andesita ($2,500 \text{ kg/m}^3$) (Daly et al., 1966). Estos valores se consideraron, de acuerdo al tipo de composición del material volcánico emitido por el volcán Parícutin que varía entre basalto y andesita-basalto.

Pioli et al. (2008), establecen valores representativos de densidades reales para el material emitido por el volcán parícutin: 1) lavas $2,380 \text{ kg/m}^3$; 2) tefras $1,460 \text{ kg/m}^3$; 3) cono $1,800 \text{ kg/m}^3$.

Los volúmenes DRE, se obtuvieron mediante la fórmula siguiente:

$$V_{\text{DRE}} = V_{\text{MDE}} * d_{\text{real}}/d_{\text{densa}}$$

En la Tabla 5.4, se muestran los volúmenes adquiridos por el método de comparación de MDE y los valores convertidos al DRE, con las densidades del basalto y andesita.

La estimación de lavas, se obtuvo entre ~ 1.12 y ~ 1.26 km³, sin considerar el área correspondiente al cono y que esta sepultado por lavas. El cono principal y el Nuevo Juatita, tienen un valor entre 0.12 y 0.13 km³. El área del cono cubierto por el campo de lavas varía de 0.057 a 0.064 km³. El volumen de tefras (sin considerar el cono principal y Nuevo Juatita) alcanzó de 0.58 a 0.65 km³. Todos estos volúmenes en DRE.

Tabla 5.4. Resultados alcanzados por comparación de MDE y por DRE (km³).

Área Calculada	Volumen MDE km ³	Densidad Real kg/m ³ (Pioli et al., 2008)	Volumen DRE para basalto km ³	Volumen DRE para andesita km ³
Tefras (sin cono principal y Nuevo Juatita)	1.114	1460	0.581	0.651
Cono principal y Nuevo Juatita	0.186	1800	0.120	0.134
Cono sepultado por lavas	0.089	1800	0.057	0.064
Lavas (sin el área del cono sepultado)	1.321	2380	1.123	1.258
Total	2.710	—	1.881	2.106

CAPITULO VI. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

VI.1 DISCUSIÓN

VI.1.1 Sobreposición de Modelos Digitales de Elevación

En este estudio se evaluaron los errores producidos en la generación de los MDE. Así mismo se calcularon las tasas de acumulación y remoción de tefras mediante la comparación de los modelos a escalas diferentes de distintas fechas. La comparación entre escalas afecta a la resta de modelos, lo que resulta ser significativo para la comparación 1:10,000^a–1:20,000 (1934-2000) y 1:20,000–1:50,000 (2000-1995). Para el caso de 1:10,000^b–1:50,000 (1946-1995) se vuelve difícil de interpretar, aún cuando se utilice el mismo sistema para clasificar la pérdida o ganancia de material.

Estos errores representados en mapas a escalas distintas se evaluaron tomando en cuenta el error vertical de cada uno (Tabla 6.1). Así, el error calculado en la obtención de los mapas de diferencias se realizó a partir del promedio de los errores de los dos modelos restados.

Tabla 6.1. Error vertical en los MDE. Se utilizaron a y b para hacer la diferencia entre los MDE 1:10,000 de 1934^a y 1946^b.

MDE	Fecha	Error Vertical
1:10 000 ^a	1934	± 1m
1:10 000 ^b	1946	± 1m
1:50 000	1995	±12m
1:20 000	2000	± 2m

Al analizar la tabla puede observarse una diferencia de exactitud entre los modelos. Sin embargo, al obtener el error medio, los valores no marcan una gran diferencia entre las restas 1995-2000 y 1946-1995, pues apenas es de ± 7 y 6.5 m respectivamente, mientras que para la resta entre 1946-2000 el error medio es de ± 1.5 m.

Entre los mapas que muestran diferencias se emplearon rangos, representados por colores que caracterizan los diferentes elementos, los valores altimétricos utilizados no fueron los mismos para todos los casos, pues al realizar la representación de la diferencia en

los mapas, los rangos se volvieron inapropiados, puesto que las condiciones de acumulación de material no es la misma para todos los modelos.

VI.1.2 Cálculo del volumen de Lavas

Se calculó la cantidad de lava emitida por el volcán Parícutin sin considerar el edificio principal y el correspondiente al Nuevo Juatita resultando un volumen de $\sim 1.5 \text{ km}^3$ MDE, sin embargo este cálculo no resulta ser el real, pues existe material correspondiente a las tefras depositadas sobre esta área. Debido a la existencia de un mapa de isopacas de 1946 realizado por Segerstrom, descartamos las tefras depositadas sobre éstas para el tercer año de actividad, por lo que se resta este material (con un volumen de $\sim 0.086 \text{ km}^3$ MDE), lo cual permite una mejor aproximación. Se realizó una tabla comparativa de los resultados alcanzados en los diferentes estudios (Tabla 6.2).

A finales de 1946 Segerstrom, reporta el área cubierta por las lavas en 22 km^2 (Segerstrom, 1950). El volumen calculado en el presente estudio para el periodo comprendido entre 1943-1946 es de $\sim 0.55 \text{ km}^3$ MDE. Ordoñez y Gutiérrez para 1947 obtienen un volumen de $\sim 0.65 \text{ km}^3$ basándose en el trabajo realizado en campo en 1946. El área cubierta para finales de la erupción es de 24.8 km^2 (Frías and Gutiérrez, 1954) y el volumen reportado en este estudio resultó de $\sim 1.4 \text{ km}^3$ MDE. Wilcox (1954) calcula el total de material emitido con DRE en $\sim 1.4 \text{ km}^3$.

Tabla 6.2. Comparación de los resultados del volumen de lavas alcanzados en diferentes estudios.

Autor	Año	Vol. Km^3	
Flores	1945	0.013	
Ordoñez y Gutiérrez	1947	0.65	
Frías	1953	0.7	
Este estudio	2011	1943-1946	0.55
		1943-1952	1.41
			1.321*

*Este volumen no contempla los 0.089 km^3 , calculados para el área del cono cubierto por lavas y los 0.086 km^3 correspondientes al volumen de tefras depositadas sobre estas para 1946.

VI.1.3 Cálculo del volumen del Cono

Los modelos digitales permiten realizar estudios cuantitativos con gran exactitud, como es el caso del volumen del cono, el cual está constituido principalmente de material fragmentado. La exactitud depende del material cartográfico fuente.

El volumen del cono se obtiene extrayendo el área del edificio volcánico, para estimar y comparar su volumen de acuerdo a los volúmenes estimados por Fries en 1953, Legorreta en 1999 y Romero en 1996 (Tabla 6.3).

Frías calcula el volumen del cono en $\sim 0.141 \text{ km}^3$, obtenido a partir del diámetro del cráter, promedio de altitud del borde del cráter, promedio del diámetro de la base y profundidad del cráter.

Romero en 1996 (en Legorreta, 1999) calcula un volumen del cono, tomando como criterio la diferencia de alturas (240 m) y la base del cono, teniendo como resultado un volumen del edificio de $\sim 0.049 \text{ km}^3$ menos el volumen del cráter de $\sim 0.001 \text{ km}^3$ igual a $\sim 0.047 \text{ km}^3$. Romero llega a obtener un volumen mínimo de $\sim 0.026 \text{ km}^3$ por el método de integrales, mientras su máximo es $\sim 0.047 \text{ km}^3$ por el método geométrico.

Por su parte Legorreta (1999) realiza cálculos a partir de la sobreposición de los MDE 1:10,000 de 1934 y 1946 y por métodos geométricos. Los resultados obtenidos por las diferencias entre MDE y tomando en cuenta diferentes parámetros son: un cono volcánico de un diámetro de base de 890 m para 1946 es de $\sim 0.149 \text{ km}^3$; considerando como criterio la totalidad de la superficie ocupada por el nivel base del terreno original y teniendo como variantes la altura máxima y mínima y diferencia de alturas, los resultados son los siguientes: $\sim 0.152 \text{ km}^3$ y $\sim 0.153 \text{ km}^3$. Los cálculos realizados por Legorreta por sobreposición de MDE varían entre un mínimo de $\sim 0.055 \text{ km}^3$ y su máximo $\sim 0.184 \text{ km}^3$. Mientras que por métodos geométricos obtiene volúmenes de ~ 0.049 y $\sim 0.047 \text{ km}^3$.

Romero (1996) y Legorreta (1999) calculan el volumen del cono empleando diferentes métodos, obteniendo variantes significativas.

La diferencia de volúmenes calculados en este estudio para el cono estima de 1943 a 1946 un volumen aproximado de $\sim 0.180 \text{ km}^3$ (MDE) por la actividad intensa en que se encontraba el volcán Parícutin. Mientras el valor de $\sim 0.151 \text{ km}^3$ (MDE) para el año 2000 hace pensar que esta diferencia se debe a dos factores: 1) la pérdida de material del cono en las últimas décadas y 2) la diferencia de escalas entre los MDE, 1:10,000^b y 1:20,000 (1946^b-2000), que produce un error vertical de $\pm 1.5 \text{ m}$.

Tabla 6.3. Volúmenes del cono principal por metodologías distintas. Considerando otros criterios y parámetros (Legorreta, 1999, modificada).

AUTOR	METODO	RESULTADO (km^3)
Fries	Cálculos geométricos	0.141
Romero	Cálculo de integrales	0.047
	Cálculo de integrales	0.026
	Geométrico	0.065
	Geométrico	0.071
Legorreta	Sobreposición de MDE	0.149
	Sobreposición de MDE	0.091
	Sobreposición de MDE	0.184
	Sobreposición de MDE	0.152
	Sobreposición de MDE	0.153
	Sobreposición de MDE	0.055
Este estudio	Sobreposición de MDE (2000-1934)	0.151
	Sobreposición de MDE (1946-1934)	0.180
	Área del cono sepultado por el campo de lava	0.089

Con los datos anteriores del volumen del edificio volcánico, nos es posible hacer una comparación de los valores extraídos por métodos geométricos y SIG (Fig. 6.1). Se tomaron en cuenta los valores calculados de Fríes y Romero por el método geométrico y para el caso de Legorreta, y este estudio, por sobreposición de los MDE.

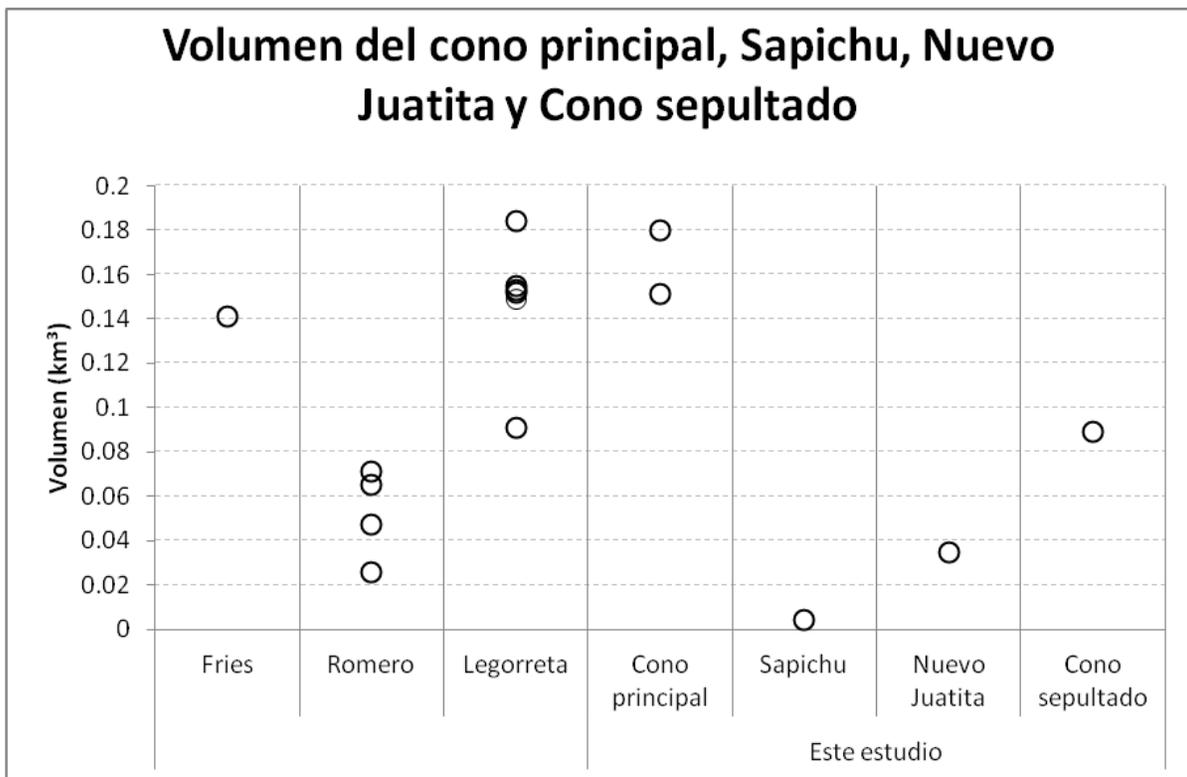


Fig. 6.1. Representación gráfica de la comparación de volúmenes del cono principal (Fríes, Romero, Legorreta y este estudio) y volúmenes obtenidos en este estudio de los conos adventicios Sapichu y Nuevo Juatita.

VI.1.4 Cálculo del volumen de Tefras

Se ha calculado el volumen total del material emitido por el volcán Parícutin a través de las diversas comparaciones entre los MDE disponibles, permitiendo manipular los mapas para conocer de manera aproximada la tasa de erosión para las primeras 5 décadas y la tasa de acumulación para los nueve años de actividad. Así fue posible realizar los cálculos según el tipo de material (lavas/tefras) y compararlos con los valores adquiridos por otros autores (Tabla 6.4), quienes realizaron mediciones de lava y ceniza en la vecindad del volcán, con espesores del área. Segerstrom calculó volúmenes de piroclastos en $\sim 2.205 \text{ km}^3$; Fríes en 1946 calcula el volumen con base en medidas planimétricas en el mapa de isopacas de Segerstrom, obteniendo una cifra de $\sim 1.099 \text{ km}^3$ (Fríes, 1953), posteriormente para 1951 calcula el total de tefras en 1.3 km^3 . El volumen estimado para este estudio mediante la comparación de los MDE (1934-2000) es de $\sim 1.389 \text{ km}^3$. Todos estos los resultados fueron convertidos en DRE (Fig. 6.2).

Volumen total de material emitido de 1943-1952 por el volcán Parícutin

En el volumen de lavas existe una mínima diferencia entre los resultados expuestos por Ordoñez (1947), quien hace sus cálculos sólo para los primeros tres años de actividad con un volumen de $\sim 0.65 \text{ km}^3$; en este estudio para esos mismos años se obtiene un volumen de $\sim 0.55 \text{ km}^3$. Fríes (1953) calcula el volumen total de lavas entre 1943 y 1951 en $\sim 0.7 \text{ km}^3$, mientras que los resultados por comparación de MDE de este estudio indican que tienen un orden de $\sim 1.321 \text{ km}^3$.

El volumen de lava emitido durante el periodo eruptivo del volcán Parícutin (1943-1952) ha sido obtenido con la comparación de los modelos 2000 y 1934, ya que no se cuenta con un modelo para el año de 1952 o una fecha más próxima a ésta, el volumen resultó de $\sim 1.321 \text{ km}^3$. Dentro del volumen de tefras depositadas sobre el área de estudio ($\sim 1.114 \text{ km}^3$ MDE; ~ 0.581 y 0.651 km^3 DRE) no se contemplan los volúmenes del cono principal incluyendo el Nuevo Juatita con $\sim 0.186 \text{ km}^3$ (~ 0.120 y $\sim 0.134 \text{ km}^3$ DRE) y el cono sepultado con $\sim 0.089 \text{ km}^3$ (~ 0.057 y $\sim 0.064 \text{ km}^3$ DRE). El total de material DRE es de $\sim 1.881 \text{ km}^3$ para basalto y $\sim 2.106 \text{ km}^3$ para andesita.

Tabla 6.4. Volúmenes de lavas, tefras, tefras DRE y Magma, obtenidos por diferentes autores. Estos valores se muestran en la Figura 6.2.

Autor	Lavas km^3	Lavas (DRE – basalto) km^3	Lavas (DRE – andesita) km^3	Tefras km^3	Tefras (DRE - basalto) km^3	Tefras (DRE – andesita) km^3	Volumen Total km^3	Magma km^3 (DRE)
Ordoñez–Gutiérrez (1947)	0.65	0.553 ¹	0.618 ¹	—	—	—	—	0.553-0.618 ¹
Wilcox (1954)	—	—	—	—	—	—	—	1.4
Fries (1953)	0.7	0.595 ¹	0.666 ¹	1.3	0.677 ¹	0.759 ¹	2	1.272-1.425 ¹
Segerstrom (1946)	—	—	—	2.2	1.147	1.284	2.2	1.147-1.284 ¹
Este estudio	1.321 ²	1.123	1.258	1.389 ³	0.758	0.849	1.71	1.881-2.106

¹Volumenes DRE calculados en este trabajo a partir de los datos alcanzados por otros estudios.²Este resultado no incluye el volumen del cono sepultado.³ Incluyen el volumen del cono principal, Nuevo Juatita y cono sepultado.

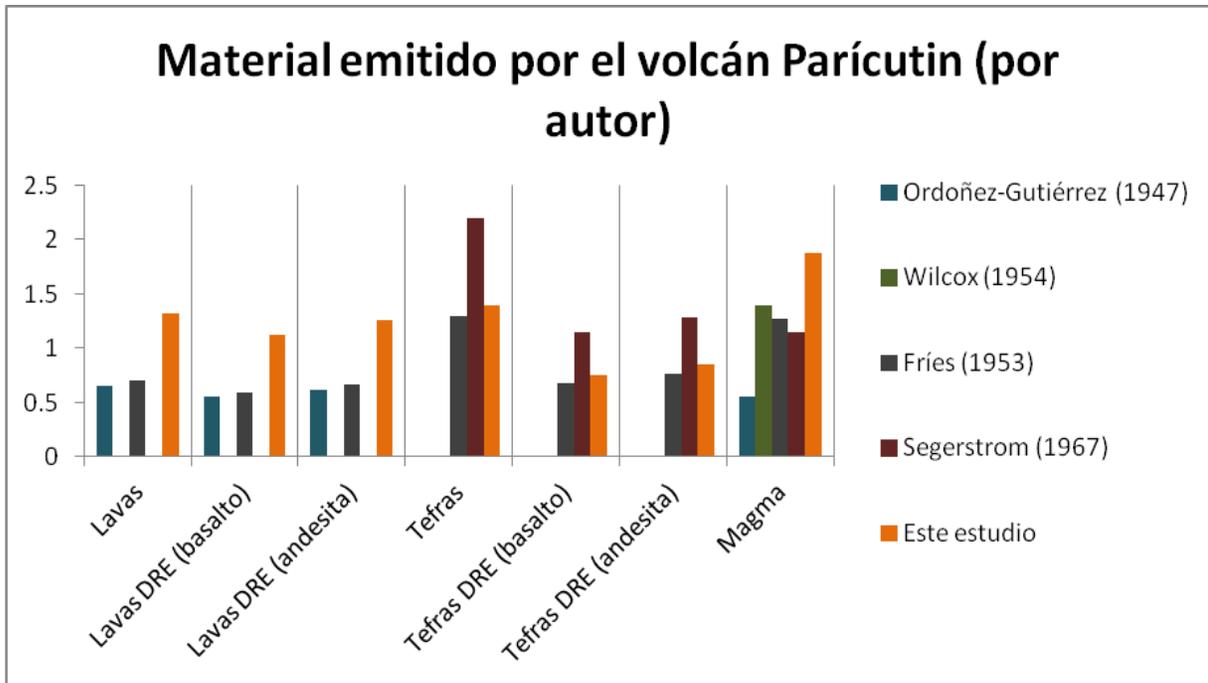


Fig. 6.2. Material total emitido por el Parícutin durante sus 9 años de actividad. Todos los volúmenes en DRE fueron recalculados en este trabajo. El volumen de magma para este estudio se calculó sumando tefras y lavas DRE, considerando la densidad del basalto.

En la Fig. 6.3 se muestran los volúmenes obtenidos por comparación de MDE y con el DRE, con densidad del basalto y andesita, correspondientes al tipo de material total de tefras y lavas. Estos resultados fueron alcanzados a partir de la diferencia entre los modelos de 1934 y 2000, mostrándonos el material total emitido durante los años de erupción. En el volumen obtenido para las lavas es importante mencionar que no se consideran el cono principal, la parte del cono sepultado por lavas y el Nuevo Juatita. Se observa que el volumen total de lavas es de 1.321 km^3 y el volumen de tefras 1.114 km^3 , lo que nos hace inferir que se debe a que durante el periodo eruptivo la actividad alternó entre efusiones de lava y caída de tefra.

Al estimar el volumen de tefras en DRE, se obtiene el volumen total de magma de 1.881 km^3 (para basalto) y 2.106 km^3 (para andesita).

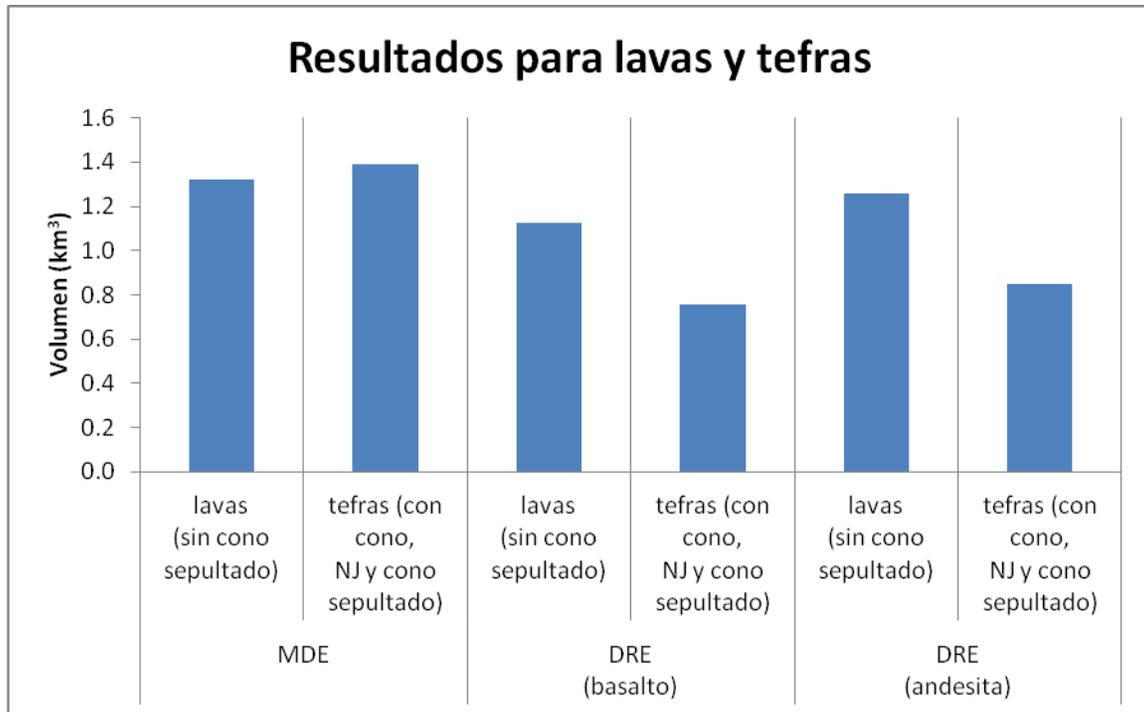


Fig. 6.3. Resultados de volumen para lavas y tefras.

Después de haber adquirido los volúmenes, el MDE a escala 1:10,000 se restó con el modelo a escala 1:20,000 del año 2000 de SIGSA (Sistemas de Información Geográfica, S.A.). La diferencia de estos modelos nos permitirá identificar la redistribución de los materiales en el área de estudio en un período de seis décadas.

Para la resta de los mapas es importante considerar el espaciamiento (resolución espacial) entre las intersecciones de la retícula de elevaciones la cual es de 5 metros para los modelos 1:10,000; 20 metros para el modelo 1:20,000, y 50 m para el modelo 1:50,000.

A continuación se muestra (Tabla 6.5) un resumen de todos los resultados de volúmenes de lava, tefra y erosión conseguidos a partir de los cálculos realizados en este y otros estudios.

Tabla 6.5. Resultados de volúmenes calculados.

¹ Sin depósito de tefras

Autor	año	Área calculada	Vol.km³
Flores	1945	lavas	0.013
Ordoñez y Gutierrez	1947	lavas	0.65
Segerstrom	1950	piroclastos	2.205
Frías	1953	cenizas	1.099
		Total lavas	0.7
		cono	0.141
	1951	Total tefras	1.3
Wilcox	1956	DRE	1.4
Romero		cono	0.047; 0.026 y 0.047
Legorreta	1999	cono	0.149; 0.152; 0.153 y 0.184
Este estudio	2011	Cono principal (1943-1952)	0.180; 0.151
		Cono sepultado	0.089
		Sapuchu (1943-1946)	0.004
		Nuevo Juatita	.035
		Tefras sobre campo de lavas (1946)	0.086
		Tefra (1943-1946)	0.742
		Tefra (1946-1952)	0.558
		Total tefras (sin cono)	1.114
		Lavas (1943-1952)	1.4
		Lavas sin cono sepultado	1.321
		Lavas (1943-1946)	0.55
		Erosión (1943-1946)	0.036
		Erosión (1946-2000)	0.005
		Erosión (1943-2000)	0.068
Erosión (1995-2000)	0.335		
Erosión del cono (1943-1946)	0.029		

Entre 1946 y 2000 el cauce del río Itzícuaru, Llano Grande y Llano Huanárucua, fueron cubiertos parcialmente por cenizas. Debido a la actividad volcánica, se evidencia el proceso de acumulación dejando de identificarse el proceso erosivo, el cual se observa sólo en la parte SW, S y SE del volcán, ya que las lavas cubrieron las partes más bajas alrededor del

cono, guiándose por la pendiente hacia el norte, llegando hasta donde la pendiente se lo permitía y adelgazándose con la distancia recorrida.

Respecto al cono principal, éste presenta erosión en la ladera externa E y acumulación en la ladera externa W, suponiendo que esto se debe a que en épocas de estiaje el viento sopla con dirección E y que los vientos son débiles en comparación con los de la época de lluvias cuando los vientos son más fuertes y con dirección al W. También se alcanza a apreciar que la mayor acumulación se ha presentado en el cráter del cono principal del volcán Parícutin material proveniente de las laderas internas. En este periodo de cinco años (1995-2000), se muestran cambios importantes en la topografía, por lo que se deduce que la erosión sigue siendo acelerada. Se muestra erosión de cenizas depositadas sobre el área de lavas, parte de estas tefras llegan a depositarse sin ser transportadas a distancia.

VI.1.5 Cambios en el sistema de drenaje

Las características topográficas y geológicas determinan el paso del agua. El MDE contiene información suficiente para definir la red de drenaje superficial. La línea de flujo marca el trayecto de la escorrentía, siguiendo la línea de máxima pendiente.

La actividad fluvial incluye un proceso de degradación de gran importancia en el modelado de la superficie terrestre. En esta región los procesos de transferencia de material están condicionados en gran parte a la cantidad de agua pluvial. Los modelos digitales permiten detectar cambios de dirección en la red fluvial asociados a la actividad eruptiva. Los mapas de drenaje (MDE de 1934 y 2000) contienen información para definir en una primera apreciación el cambio en la dirección de la línea de flujo. Hay una tendencia de seguir la pendiente.

El manejo de información de los modelos digitales de elevación puede representar los cambios del drenaje durante la formación del volcán Parícutin, y las modificaciones post eruptivas, aportándonos resultados de interés con base principalmente en los procesos erosivo-acumulativos. El primero de los mapas (Fig. 6.4) nos muestra que las líneas de flujo se definían con dirección norte, siguiendo la línea de máxima pendiente. La línea de

flujo es la simulación del proceso de escorrentía superficial que llega al río Itzicuario, principal corriente de la región, pues antes de la erupción el agua drenaba hacia el norte. Actualmente no hay drenaje superficial y el agua de lluvia se infiltra bajo la superficie de las lavas (Inbar, et al., 1994). A partir del mapa de pendientes del MDE 1:20,000 se puede observar que el patrón de drenaje hacia el norte del volcán se presenta con afluentes del río Itzicuario y Llano Grande principalmente, además de encontrarse en los pequeños llanos ubicados alrededor del campo de lavas, hacia el este y oeste. Al sur del volcán también se presentan afluentes provenientes del volcán Tancítaro y cerros aledaños con dirección hacia los llanos Loma Larga y Curupichu.

Las líneas de flujo pueden trazarse siguiendo la máxima pendiente hasta llegar al borde del modelo o cuando llega a una depresión, por lo tanto es posible su construcción en forma automática a partir de los datos del MDE o de un mapa de pendientes.

Seegerstrom (Luhr y Simkin, 2003) detalla que antes de la erupción en 1943, dos ríos, cabeceras del río Itzicuario drenaban el área que posteriormente cubrieron las lavas y cenizas, entonces el arroyo principal drenó el área hacia el este y norte pasando al sur de San Juan Parangaricutiro, mientras tanto el arroyo Parícutin drenaba el área sur pasando por el este del pueblo de Parícutin. Para 1957, refiere que a pesar de la extrusión de lavas durante el periodo eruptivo, áreas extensas al norte y oeste del volcán eran lagunas cerradas en 1946, y que ahora drenan al río Itzicuario. Un cambio en el drenaje ocurrió durante la temporada de lluvias de 1947 cuando se inundó la base sur del Cerro Canicjuata. El drenaje que antes estaba hacia el noreste dentro del arroyo principal se había desviado hacia el oeste al arroyo de Corucjuata.

Seegerstrom menciona que para 1943-1946 la tasa de erosión era mucho más rápida y que ha ido desacelerándose y seguirá en decremento (Luhr y Simkin, 2003).

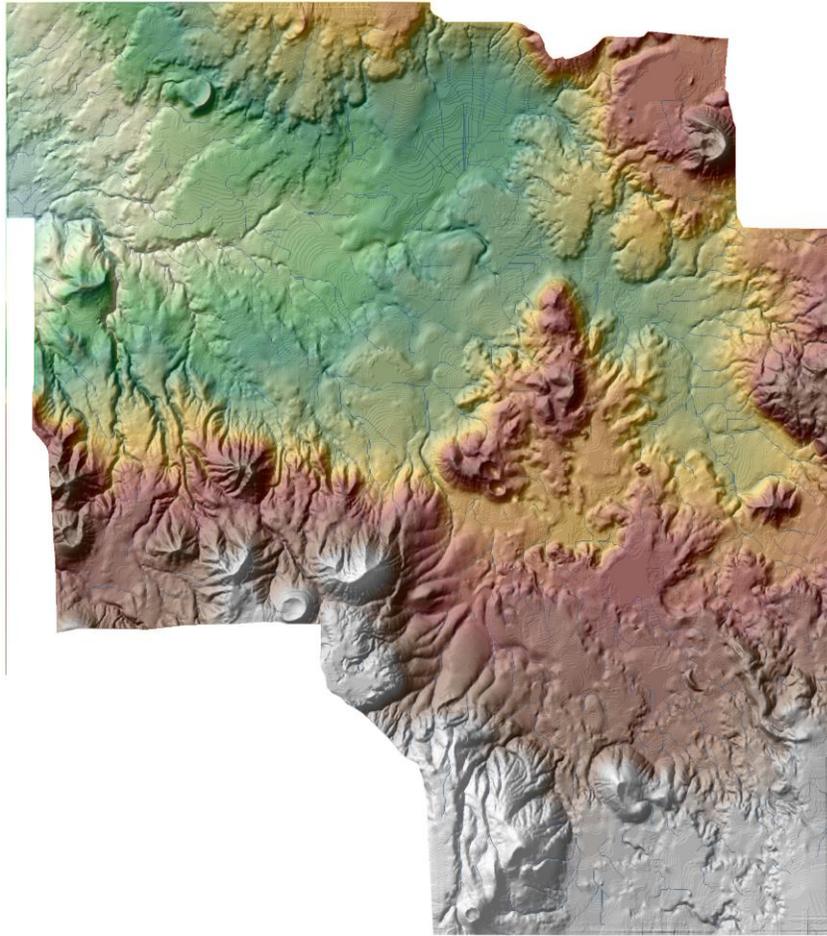


Fig. 6.4. Mapa de red drenaje para 1934.

El segundo mapa (Fig. 6.5) se refiere al patrón de drenaje 57 años después de iniciada la actividad eruptiva (2000), donde se marca claramente que las líneas de flujo fueron bloqueadas al norte del volcán por el campo de lavas y los depósitos de piroclastos, dirigiéndose ahora al oeste, sur y suroeste. Los flujos de agua no alcanzan a escurrir sobre el campo de lavas permeable, ya que se infiltran. Los arroyos y el río principal Itzícuaró fueron bloqueados por las cenizas depositadas formando posteriormente los llanos, los cuales son utilizados actualmente para cultivo. Las zonas que inicialmente fueron afectadas por cenizas y que se consideraron infértiles, lo son de manera parcial o temporal (Legorreta, 1999). Lowdermilk (1947) menciona que el llano aluvial de Los Reyes fue interrumpido por inundaciones cargadas con la ceniza volcánica erosionada, que provenía del volcán Parícutin.

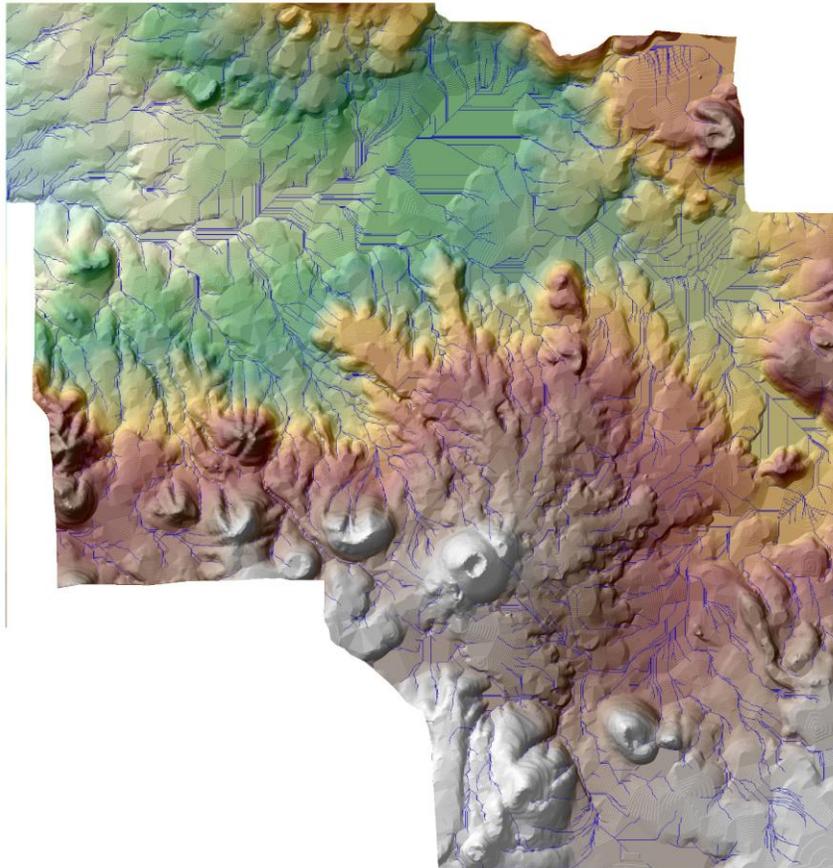


Fig. 6.5. Mapa de red fluvial para el 2000.

Los flujos de lava bloquearon la red de drenaje preexistente a la erupción. La ceniza formó planicies de material que puede ser transportada fácilmente, gracias a la inexistencia de material consolidado.

Se tiene identificado que la variación de la precipitación a lo largo del año tiene influencia en los procesos geomorfológicos, sobre todo en este caso donde las condiciones tropicales llegan a alterar de manera más intensa, debido a que el incremento de erosión está en relación con el aumento de la precipitación. En este caso los resultados arrojados del comportamiento de la precipitación durante el año y el tipo de clima, nos indican que la mayoría de las tormentas se dan en la tarde y son de poca duración, pero muy intensas.

VI.1.6 Cálculo de erosión

Se conoce que los conos cineríticos son volcanes muy pequeños y pueden ser sepultados por erupciones posteriores de volcanes cercanos. El proceso de degradación es relativamente rápido al principio, pero va perdiendo fuerza gradualmente y no se detiene hasta que el cono es nivelado por completo. Los volcanes jóvenes llegan a ser los más afectados por la erosión, más que los que están semidegradados o muy desgastados. La degradación por erosión de este tipo de conos, es un proceso que empieza a desarrollarse en cuanto cesa la actividad eruptiva. La evolución erosiva está determinada tanto por agentes endógenos, como por agentes exógenos. Las condiciones topográficas y las características climáticas son condiciones muy importantes, que van a dirigir y regular las diferentes etapas de la denudación.

La observación de muchos conos cineríticos en la parte central del país, dio lugar a la idea de elaborar un estudio del volcán Parícutin, la manera en como se degrada a través del tiempo este tipo de volcanes, a los factores que inciden y la aplicación que puede tener esta metodología para otros volcanes en el área o en otra de condiciones similares.

En estudios anteriores Lowdermilk (1947) menciona que los fenómenos erosivos extraordinarios son más visibles en un área de 24 km² alrededor del volcán. Donde los arroyuelos de la erosión marcan una superficie, esculpiendo el paisaje, formando valles, cortando y cambiando el sentido del drenaje. Segerstrom (1966) estudió durante 10 años los procesos de erosión, indicando que para este periodo el volcán y sus alrededores estaban cerca de la estabilidad, ya que los materiales piroclásticos seguían siendo demasiado gruesos y permeables. Inbar et al (1994), determinan que para 1943 la erosión era acelerada; para el final de la estación de lluvias en 1944, era cuatro veces arriba de lo normal, pero que debido a la disminución del material piroclástico de la erupción en la etapa final también disminuyó rápidamente la erosión unas dos veces por encima de lo normal, alcanzando entre 1952 y 1970 valores normales. En 1990 el proceso rápido de regeneración y poblamiento de la vegetación de años recientes en el área del cono y del cráter es más importante que otros, incluyendo el de la denudación de ceniza fina, por el

viento. Reconoció el área de los llanos como la parte donde más se presentan los depósitos de sedimentos, siendo los primeros en cubrirse de vegetación (1948-1959).

Por otra parte el cráter disminuyó su altura de 50 a 42 m, entre 1945 y 1990, debido a la caída de rocas de las paredes del cráter. Entre 1987 y 1990, el desarrollo rápido de vegetación se dio por la acumulación de material resistente (lapilli y bombas) en las paredes internas del cráter, disminución del grado de pendiente y desarrollo del drenaje en áreas donde la capa de ceniza es delgada y el suelo pre-eruptivo tiene influencia en el crecimiento de las plantas. Para estas fechas ya se cultivaba o se desarrollaba vegetación en zonas donde el espesor de ceniza era menor a 1 m. En espesores de ceniza mayores a 1 m, se formaron dunas y hubo menor crecimiento de vegetación. El cerro Capatzún, que fue cubierto por una capa de ceniza de 2 m, dejó ver en poco tiempo el suelo que tenía antes de ser cubierto en 1950 debido a la erosión acelerada. Concluyendo así, que la unidad fisiográfica más activa son los llanos, ya que durante el periodo de lluvias se agregan los sedimentos. El desarrollo de los canales a lo largo de los bordes del campo de la lava se nota en algunos llanos, tales como Llano Grande (el más grande con un área de 2.48 km²) y Llano Curupichu. Las áreas de los llanos están casi totalmente cubiertas por la vegetación o bajo uso agrícola y la mayoría se localizan en los límites del campo de lava (Fig. 6.6).

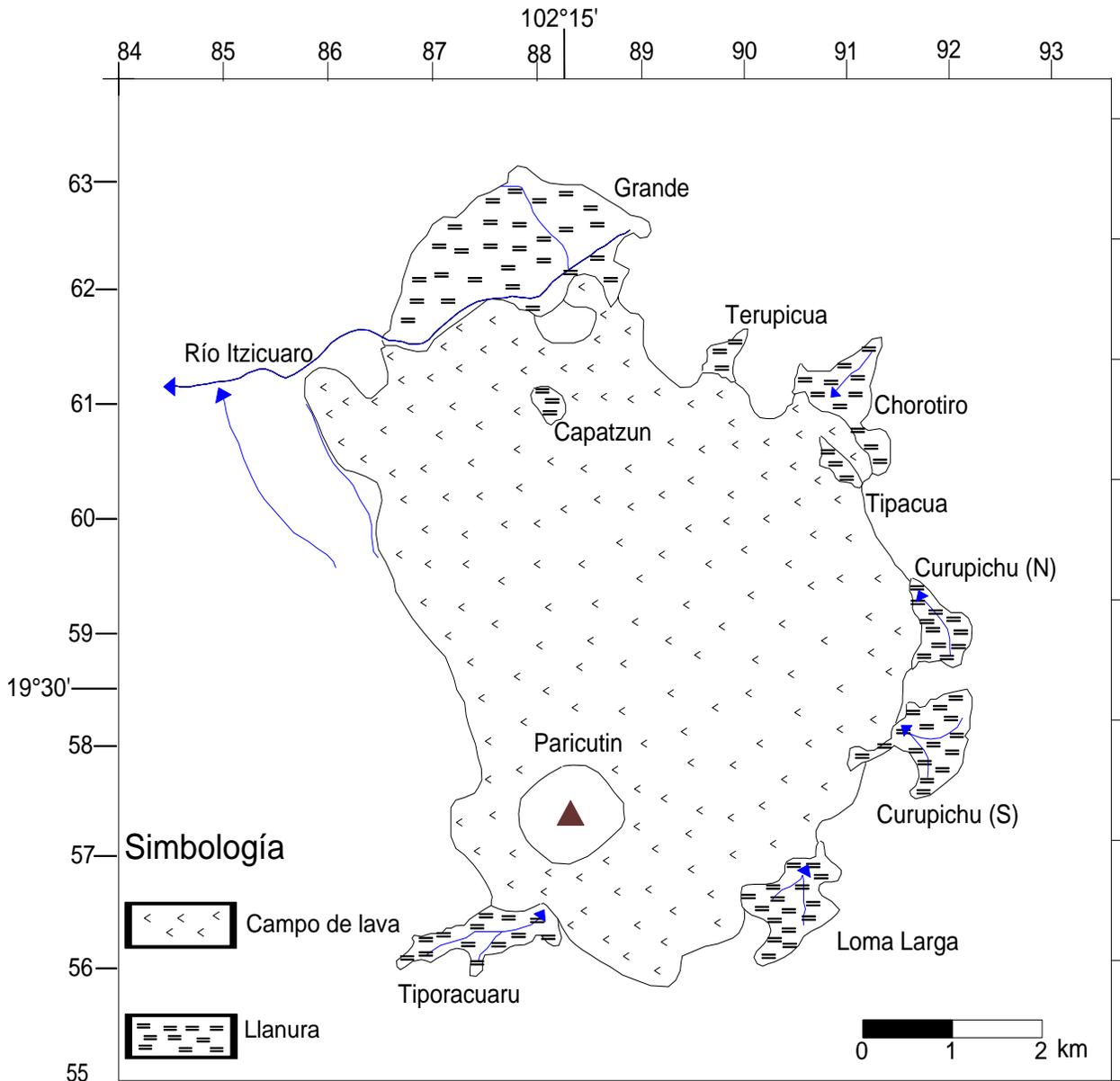


Figura. 6.6. Localización de las planicies intermontanas de acumulación de cenizas alrededor del campo de lavas (Inbar et al., 1994).

La estimación de las tasas de cambio depende del periodo considerado. Se asume que el mapa entre 1995 y 2000 es el que presenta tasas considerables de erosión en la modificación de la superficie, ya que el periodo no es prolongado.

Estimada la distribución y la cantidad de material emitido, se analizaron los procesos recientes de erosión y acumulación de la región. Las laderas externas del cono muestran pérdida de material, sobre todo para el lado NW.

El mapa resultado de la comparación 1:10,000^a y 1:20,000 (1934^a-2000), es el que tiene las diferencias más notables, pues se aprecian cambios en la superficie total del mapa. Los cambios se advierten a través de los colores (7), que indican la cantidad del volumen de los materiales.

Los resultados entre los mapas 1:10,000^b y 1:50,000 (1946^b y 1995) no son comparables por la diferencia de escalas, ya que sugieren que la diferencia de superficies utilizada de una escala a otra es elevada. Este resultado indica que, para los modelos a estas escalas, las curvas se dan de 5 m y 50 m (resolución espacial), lo cual hace que se adviertan menos relevantes los resultados, ya que no cumple con las especificaciones del estudio.

Los resultados de los volúmenes alcanzados (lavas, tefras, cono principal, área del cono principal sepultado, Nuevo Juatita, erosión y erosión del cono principal) por las diferencias de MDE se presentaron en la Tabla 6.5 y se representan de una forma simplificada en la Fig. 6.7 para una mejor visualización, en la que se observa claramente el total de tefras emitidas para los años 1943-1946 de $\sim 0.742 \text{ km}^3$ (representando el 65% del total de tefras emitidas) y $\sim 1.389 \text{ km}^3$ para los años 1943-1952. El volumen de lavas para los primeros 3 años de actividad es $\sim 0.555 \text{ km}^3$ (42%). El material total expulsado por el volcán Parícutin es de $\sim 2.7 \text{ km}^3$, mientras el volumen total de erosión se registra en un orden de $\sim 0.3 \text{ km}^3$ entre 1995 y 2000.

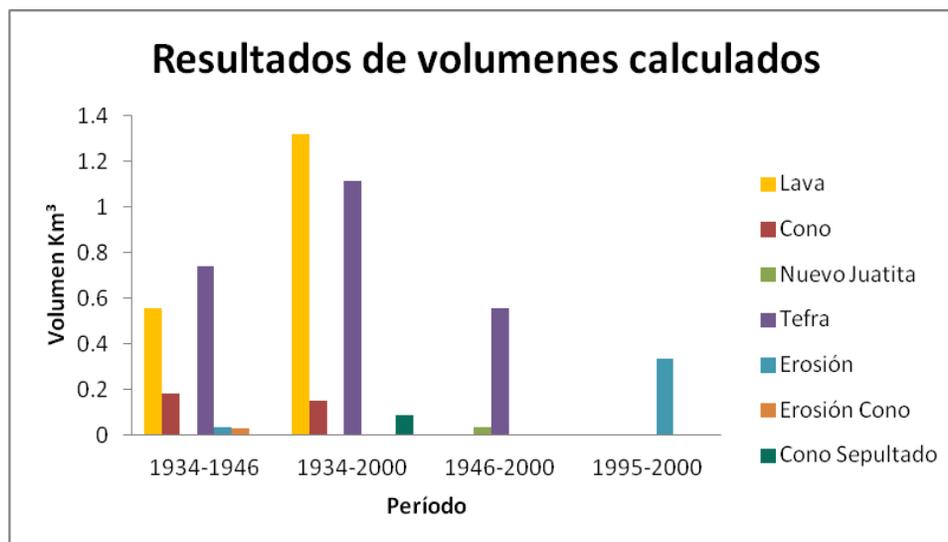


Fig. 6.7. Resultados de volúmenes calculados en este trabajo para emisión de tefras, lavas y erosión por comparación de MDE.

La diferencia de valores en los cálculos de volumen total de lavas señalados por Fríes y los de este estudio es significativa, considerando que ambas metodologías usan variables diferentes para llegar a concluir resultados. Sin embargo, en ambos casos éstos resultados sólo son aproximados, pues Fríes considera el espesor promedio de las lavas y el área sobre la que se extendieron, mientras en este trabajo el software Surfer[®], se encarga de calcular el área por el espesor obtenido por cada punto mediante las diferencias de altitud entre los MDE.

El área que ocupa el campo de lavas ha quedado muy accidentada de manera que no puede ser utilizada para propósitos de agricultura. La ceniza ha sido removida durante todos estos años hacia las partes bajas, a los llanos y al río principal Itzícuaru. Por otra parte, ahora se registra erosión para el río principal.

Se detectó la formación de un barranco al pie de la ladera E del volcán Canicjuata, siendo una de las partes que presenta valores mayores de erosión. Por otra parte los llanos siguen presentando acumulación con valores bajos, gracias a la redepositación de material fino proveniente de las partes altas de los cerros aledaños.

El proceso erosivo se presenta con mayor intensidad para un periodo de cinco años en los cerros de Pueblo Viejo, Cuaxándaran y Turajuata.

Actualmente se puede ver que el material ha sido arrastrado por erosión hídrica, la cual es severa, pues en campo se identificó que en cuestión de horas el material removido es significativo, causando el bloqueo de caminos y arrastrando consigo la vegetación. También se ha presenciado caída de rocas por gravedad en laderas del cono y cráter. Tanto que al pie de los volcanes Parícutin y Canicjuata se presentan surcos por toda el área. Aunque en la representación de la resta 1:50,000-1:20,000 no se registra el proceso erosivo para esta zona.

VI.2 CONCLUSIONES

- El volcán Parícutin cuenta con un gran número de observaciones y estudios detallados que describen los procesos eruptivos y post-eruptivos que han determinado su morfología. Estos trabajos amplían el conocimiento de los procesos asociados a este tipo de erupciones volcánicas.
- En este trabajo se obtuvieron diferencias en el volumen del volcán Parícutin, con respecto a estimaciones anteriores.
- En el cálculo del material piroclástico fue necesario dividir el trabajo en dos partes: acumulación y erosión, para obviar limitaciones en el procedimiento de la información y reducir errores que se generan al momento de la interpretación de datos en los resultados.
- La metodología propuesta permite contar con una serie de ventajas respecto a las metodologías tradicionales de evaluación geomorfológica.
- La selección del método es muy confiable, sin embargo no resulta un método igualmente adecuado cuando no se cuenta con las herramientas necesarias para extraer los puntos muestra o de control, que verifiquen los resultados obtenidos o la relación entre los valores reales e interpolados.
- La metodología permite un análisis estadístico y comparativo de diferentes tipos de terrenos.
- Los MDE son útiles para la obtención de la información requerida (cambios altimétricos) de una manera económica.
- Es un método adecuado para la evaluación de estudios de procesos geomorfológicos.
- Las ventajas en la utilización de MDE son: posibilidad de analizar la información mediante programas que permiten obtener resultados en forma rápida y confiable,

con fidelidad para representar la realidad, actualizar la información, manipulación de datos, elaboración de mapas específicos, diversos tipos de representación, manejo de información cualitativa y cuantitativa, visualización en 2D o 3D, cálculo de volúmenes, áreas, pendientes, sombreados, perfiles, manejo de escala.

- Las desventajas son: georeferenciación de los mapas (no es de primera fuente), fuentes de error precisión vertical, cartográficos, error en la digitalización (la digitalización no se tomo de la primera fuente cartográfica).
- Los MDE permiten realizar el cálculo de mapas de pendientes, mapas de orientación y perfiles, son un auxiliar en estudios geomorfológicos para la estimación de la erosión y el escurrimiento.
- La sobreposición de los modelos muestra la distribución espacial del material emitido.
- Los resultados deben restringirse a los niveles de altura evaluados, puesto que no existen puntos de control que puedan establecer un error.
- Tras el análisis de los resultados obtenidos en el trabajo podemos concluir que para este caso específico los modelos ofrecen mejores resultados entre los modelos 1:10,000 (1934^a-1946^b) y 1:10,000^{a,b}-1:20,000 (1934,1946-2000).
- Los resultados entre restas de modelos 1:20,000 y 1:50,000; así como 1:50,000 y 1:10,000, no son validos, ya que indican resultados de procesos erosivo-acumulativos, que no corresponden a lo observado en campo.
- Los errores estimados para el cálculo de volúmenes en todos los casos son mínimos: $\pm 1\text{m}$ para los modelos de 1934 y 1946, $\pm 12\text{ m}$ para 1995, y para el 2000 $\pm 2\text{ m}$.
- El volumen de lavas calculado no estima el volumen de tefras depositado entre cada evento de lavas y tefras.

- El cálculo del volumen del cono principal y la comparación con los cálculos alcanzados por dos de los autores (Frías y Legorreta) no varía mucho, siendo la diferencia de apenas $\sim 0.008 \text{ km}^3$, excepto en el caso de Romero, quien obtiene un volumen mínimo de $\sim 0.071 \text{ km}^3$.
- El volumen del cono calculado para los primeros tres años de actividad es $\sim 0.180 \text{ km}^3$ y para los 9 años de erupción es $\sim 0.151 \text{ km}^3$.
- El volumen total estimado ($\sim 0.089 \text{ km}^3$) de la parte del cono sepultado por lavas, se obtuvo a base de la línea de tendencia de la pendiente de las laderas externas del cono (MDE 2000) hasta el punto donde se encuentra el terreno preexistente (MDE 1934). Este volumen está realmente contemplado como parte del volumen estimado de lavas.
- La diferencia en el volumen del cono respecto a otros autores puede deberse a la pérdida de material y la diferencia de escalas entre los MDE.
- El resultado obtenido en este trabajo para el volumen total de tefra es de $\sim 1.389 \text{ km}^3$, incluyendo el cono principal, Nuevo Juatita y cono sepultado por lavas. Al calcular este volumen como roca densa el resultado es de $\sim 0.758 \text{ km}^3$ considerando la densidad del basalto y 0.849 km^3 con la densidad para la andesita. Tomando en consideración que el volumen de lava es de $\sim 1.321 \text{ km}^3$, el volumen total de magma emitido fue de $\sim 1.88 \text{ km}^3$ DRE (con densidad del basalto), y 2.10 km^3 DRE (con la densidad de la andesita). Esto contrasta con el valor reportado por Wilcox (1953) de 1.4 km^3 .
- Frías (1953) estima un 80% de material expulsado para finales de 1945. En este estudio se calcula un 51% del material total acumulado para el periodo 1943-1946.
- Las diferencias de valores en los cálculos del volumen total de lavas adquiridos por Frías y en este estudio son significativas, considerando que ambas metodologías usan variables diferentes para llegar a los datos. Sin embargo, en ambos casos estos resultados sólo son aproximados, pues Frías considera el espesor promedio de las

lavas y el área sobre la que se extendieron, mientras en este trabajo el software Surfer[®] se encarga de calcular el área por el espesor obtenido para cada punto mediante las diferencias de altitud entre las restas de los MDE.

- Los resultados obtenidos podrán emplearse como guía para próximos estudios, ya que la precisión altimétrica requerida y su aproximación al terreno tienen un mínimo de error.
- Antes de la erupción el drenaje tenía dirección hacia el W y N, dirigiéndose al río principal Itzícuaró, después de la erupción el campo de lavas bloqueó las corrientes por lo que no tienen drenaje externo.
- El viento y la lluvia removieron el material rápidamente durante la actividad eruptiva hasta la fecha.
- Las áreas de los llanos son las que presentan mayor acumulación, mientras las laderas de los cerros aledaños al E y S del volcán Parícutin, cubiertos por la ceniza, presentan mayores índices de erosión.
- No se puede obtener un valor de erosión para un rango o período de tiempo establecido, puesto que no se cuenta con los suficientes MDE o datos para determinar el porcentaje de erosión.

BIBLIOGRAFIA

1. Albetosa S.L., 1990. Climatología y medio ambiente. Universitat de Barcelona, 611.
2. Almansa M.E., Argüello T.J.O., 2006. Comportamiento de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo en la Orinoquia Colombiana. XI Congreso Colombiano de la Ciencia del Suelo. Edafología y ambiente para el progreso social. Villavicencio, Meta. Colombia, 52, 1-5.
3. Araña, V. El Volcanismo. Principios básicos. Departamento de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal. 2.28006, Madrid, sin año, p. 8. <http://www.volcanesdecanarias.com>
4. Barragán M.J., Pozo B.J., Pérez P.F., Rodríguez G.M.C., Rebollo C.F.J., 2002. Análisis de calidad de un modelo digital de elevaciones generado con distintas técnicas de interpolación. XIV Congreso Internacional de Ingeniería Gráfica, Santander, España, 1-12.
5. Blackburn E.A., Wilson, L., Sparks, R.S.J., 1976. Mechanisms and dynamics of strombolian activity. *Journal of the Geological Society of London*. 132 (4) 429-440.
6. Blasquez L., De la Peña, A., Bullard F.M., 1956. Volcanismo Terciario y Reciente del Eje Volcánico de México. Formaciones Andesíticas de las Sierras de Las Cruces y Ozumatlán. Formaciones Basálticas de las Sierras de Zitácuaro, Morelia, Paracho y alrededores del Parícutin. Fenómenos Post-Paroxismales de la Sierra de San Andrés y el Lago de Cuitzeo y Estructura e Historia del Nuevo Volcán Parícutin. Vigésima Sesión. México. Congreso Geológico Internacional, 7-20.
7. Bocco V.G., Palacio, J.L., Valenzuela, C.R., 1991. Erosión en cárcavas en el Sistema Volcánico Transmexicano. Un modelo utilizando percepción remota, sistemas de información geográfica y análisis geomorfológico. *Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía*. 22, 1-24.
8. Bocco V.G., Torres G.A., Velásquez M.J.A., Siebe G.C., 1998. Geomorfología y recursos naturales en comunidades rurales. El caso de Nuevo San Juan Parangaricutiro, Michoacán. *Geografía y Desarrollo. Colegio Mexicano de Geografía A. C.* 16, 71-84.
9. Bonadonna C., Ernst, G.G.J., Sparks, R.S.J., 1998. Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 81 (3-4) 173-187.
10. Cartesia-Aplitop, 2007. Implementación de un servidor de datos puntuales interpolados en mallas. Tema: Infraestructuras de datos espaciales. Aplicaciones de Topografía e Ingeniería Civil, s/p.

11. Colotti B.E., 1999. La erosividad: cualidad de la lluvia poco conocida. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela. Terra Nueva Etapa, XV (024), 99-116.
12. Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad (CONABIO), 2000. Datos fisiográficos del Estado de Michoacán. SAGARPA, 22.
13. Connor C.B., 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. In: S. N. Williams and M. J. Carr (Editors), Richard E. Stoiber 75th birthday. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 33 (1-3) 191-200.
14. Corona C.P., 2002a. Volcán Parícutin. Una de las doce maravillas Naturales del Mundo. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, 23.
15. Corona C.P., 2002b. Glosario de términos vulcanológicos. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
16. Correa P.G., 1974. Geografía del estado de Michoacán. Morelia, Michoacán. Gobierno del estado de Michoacán, Tomo I, p. 455.
17. Correa P.G., 1979. Atlas Geográfico del estado de Michoacán. Gobierno del Estado de Michoacán. Morelia, Michoacán. EDDISA, Tomo I, p. 93.
18. Daly R.A., Manger G.E., Clark S.P., 1966. Handbook of Physical Constants. The Geological Society of America, Inc. Memoria 97. p. 20.
19. Erling D., 1945. Observations on the preservation of plants in the Parícutin area. Transaction of the American Geophysical Union. 26, (II) 257-260.
20. Erlund E.J., Cashman, K.V., Wallace, P.J., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E., Delgado G.H., 2009. Compositional Evolution of Magma from Parícutin Volcano, Mexico: the Tephra Record. Journal of Volcanology and Geothermal Research, doi:10.1016/j.volgeores.2009.09.015.
21. Esteller M.V., Quentin E., Díaz D.C., 2002. Uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) para la determinación de parámetros utilizados en la construcción de mapas de vulnerabilidad de acuíferos. Revista Latino-Americana de Hidrogeología, 2, 1, 17-30.
22. Delgado G.H., Urrutia F.J., Hasenaka T., Ban M., 1993. Migraciones del campo volcánico de Michoacán-Guanajuato 90 km hacia el Suroeste durante los últimos 78 Ma. Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México. Monografía N. 1. Unión Geofísica Mexicana. Editores Delgado A.L.A., Martín B.A. 227-304.
23. Delgado G.H., Urrutia F.J., Hasenaka T., Ban M., 1995. Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt (Mexico) during the last 2 Ma, Geofísica Internacional, special volume on "Comparative Studies on the Tectonics and Volcanism of Circumpacific Arcs", Part B. 34 (3) 341-352.

24. Delgado G.H., Victoria M.A., 2005. Enseñanza y entrenamiento de estudiantes de Geología en la construcción de mapas de peligro geológico a través de cursos de Geología de Campo. Informe 2005, volcán Parícutin. Proyecto PAPIME. Facultad de Ingeniería, Instituto de Geofísica and DGAPA, UNAM, p. 195.
25. Delgado G.H., Jonson, E., Pioli, L., Ownby, S., Cashman, C., Wallace, P., Lange, R., Rubin, K., Roberge, J., Rowland, S., 2007. Volcanism of the Tancítaro-Parícutin-Jorullo region, Michoacan (Mexico): visiting deposits related to collapse of a large stratovolcano and to eruption processes at small monogenetic cones. American Geophysical Union (AGU), Joint Assembly, Acapulco, México. Excursion mayo 26-30, p. 134.
26. Demant A., 1978. Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología Revista, 2, 172-187.
27. Demant A., 1981. The Tans-Mexican Neo-Volcanic Axis. Volcanological and Petrological Study: Geodynamic Significance. Disserttion, Université De Detroit, D'Economie et Des Sciences D'Axis-Marseille, 276.
28. Dóniz P.F.J., 2006. Estudio de la erosión de los volcanes basálticos monogénicos de El Cerrillar, Guamasa y En medio, en el Parque Nacional de las Cañadas del Teide (Tenerife, Canarias, España). Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles (A.G.E.). 42, 285-301.
29. Eggler W.A., 1948. Plant communities in the vicinity of the volcano El Parícutin, México, after two and a half years of eruption. Ecology, 29 (4), 415-436.
30. Fallas J., 2000. Laboratorio de Teledetección y Sistemas de Información Geográfica (TeleSIG). Escuela de Ciencias Ambientales y Programa Regional en Manejo de Vida Silvestre. Universidad Nacional, Costa Rica, 1-16.
31. Fallas, J., 2007. Modelos Digitales de Elevación: Teoría, métodos de interpolación y aplicaciones, p. 86.
32. Felicísimo A.M., 1992. Aplicaciones de los modelos digitales del terreno en las Ciencias Ambientales. Tesis Doctoral. Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio (INDUROT). Universidad de Oviedo, España.
33. Felicísimo A.M., 1994. Conceptos básicos, modelos y simulación. Modelos Digitales del Terreno, curso de introducción. Cap. I Universidad de Oviedo, España, 1-9.
34. Felicísimo A.M., 1994. El modelo Digital de elevaciones. Modelos Digitales del Terreno, curso de introducción. Cap. II. Universidad de Oviedo, España, 1-27.

35. Felicísimo A.M., 1999. La utilización de los MDT en los estudios del medio físico. Universidad de Oviedo, España, 1-15.
36. Felicísimo A.M., 2002. Modelos Digitales del Terreno (MDT). Carpeta de Trabajos Prácticos: Teledetección Forestal. Facultad de Ciencias Forestales-Universidad Nacional de Santiago del Estero (UNSE), 140-154.
37. Fisher R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks, Geology Society of America. Bull. 72, 1409-1414.
38. Flores R.T., 1945. El Parícutin estado de Michoacán, México. Instituto de Geología, UNAM, México, Imprenta Universitaria. XIV, 166.
39. Foshag W. F. y González R.J.R., 1956. Birth and development of Parícutin volcano, México. U.S. Government Printing Office, Washington. Geological Survey Bulletin, 956D, 355-489.
40. Foshag W.F. y Henderson E.P., 1946. Primary Sublimates at Parícutin volcano. Transactions of the American Geophysical Union, 27 (V), 685-686.
41. Fries C.Jr., Gutiérrez C., 1950a. Activity of Paricutin volcano from august 1, 1948 to June 30, 1949. Transaction of the American Geophysical Union. 31 (3), 406-418.
42. Fries C.Jr. y Gutiérrez C., 1950b. Activity of Paricutin volcano from July 1 to December 31, 1949. Transaction of the American Geophysical Union, 31 (5) 732-741.
43. Fries C.Jr. y Gutiérrez C., 1951. Activity of Parícutin volcano from January 1, to June 30, 1950. Transaction of the American Geophysical Union, 32 (2) 212-221.
44. Fries C.Jr. y Gutiérrez C., 1952. Activity of Paricutin volcano from January 1, to June 30, 1951. Transaction of American Geophysical Union, 33, 91-100.
45. Fries C., 1953. Volumes and weights of pyroclastic material, lava and water erupted by Parícutin volcano, Michoacán, México. *Transaction of the American Geophysical Union*. August. 34 (4) 603-616.
46. Fries C.Jr., Gutiérrez, C., 1954. Activity of Paricutin volcano during the year 1952. Transaction of American Geophysical Union, 33 (3) 486-494.
47. Fuller R.E., 1945. A report on the United State Committee for the study of the Parícutin Volcano. Transactions, American Geophysical Union (26) part 1, 131-133.
48. Gadow H., 1930. Jorullo: The history of the volcano of Jorullo and the reclamation of the devastated district of animals and plants. London, Cambridge University Press, p. 101.

49. García M.E., 1983. Apuntes de Climatología. México, D.F. UNAM.
50. García M.E., 1988. Modificación del sistema climático de Köppen. Instituto Nacional de Geografía, UNAM, México.
51. Gómez T.A., Orozco E. M.T. y Ferrari L., 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America. Special Paper, 422, 129-181.
52. Hasenaka T., 1994. Size, distribution and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63, 13-31.
53. Hasenaka T., Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato Central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25, 105-124.
54. Hasenaka T., Carmichael, I.S.E., 1985b. A compilation of location, size and geomorphological parameters of volcanoes of Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Central México. Geofísica Internacional, 24, 4, 125-138.
55. Hasenaka T., Carmichael, I.S.E., 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central México – petrology and chemistry. Journal of Petrology, 99, 320-343.
56. Hasenaka T., Ban, M., Delgado G.H., 1994. Contrasting volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: shield volcanoes vs cinder cones. Geofísica Internacional, 33, 125-138.
57. Hooper D.M. y Sheridan M.F., 1998. Computer-simulation models of scoria cone degradation. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 83, 241-267.
58. Inbar, M., Lugo H.J.I., Villers R.L., 1994. The geomorphological evolution of the Parícutin cone and lava flows, México, 1943-1990. Elsevier, Geomorphology, 9, 57-76.
59. Julio M., P. 1998. Análisis morfométrico de dos campos volcánicos monogenéticos mexicanos. Tesis de Licenciatura. Colegio de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, p. 77.
60. Kennedy G.C., 1946. Activity of Parícutin volcano from april 12 to may 3, 1946. U. S. Geological Survey, Washington, D.C. Transactions of the American Geophysical Union, 27 (III) 410-411.
61. Krauskopf K., 1946a. Notes on activity of Parícutin volcano during December, 1945. U. S. Geological Survey, Washington, D.C. Transactions of the American Geophysical Union, 27 (1) 119.

62. Krauskopf K., Williams H., 1946b. The activity of Parícutin during its third year. U. S. Geological Survey, Washington, D.C. Transactions of the American Geophysical Union, 27 (III) 406-410.
63. Krauskopf K., 1948. Lava movement at Parícutin volcano, México. Bulletin of the Geological Survey, Washington, D.C. Transactions of the American Geophysical Union. Society of America, 59, 1267-1284.
64. Legorreta P.G., 1999. Tesis. Procesos geomorfológicos en el volcán Parícutin. Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 195.
65. Linares L.C., 2001. Tesis. Análisis granulométricos y modales en cenizas emitidas por el volcán Popocatepetl de 1994 a 1998. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
66. López S.A., 1992. Simulación de la Degradación por erosión que se observa en los conos de escoria. Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía, p. 24.
67. Lowdermilk W.C., 1947. Erosional phenomena associated with volcanic eruption of Parícutin, México. Transaction of the American Geophysical Union, 2, 269-270.
68. Lozada R.C.O. Sistema de Información Regional Ecorregión Eje Cafetero. Protocolo para el manejo de información, documento de trabajo. SIR, sin año, p.8.
69. Luhr J.F., 2001. Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin Volcano, Mexico. Contrib. Mineral. Petrology, 142, 261-283.
70. Luhr J., Delgado G.H., 1997, Aerial examination of volcanoes along the front of the Western trans-Mexican Volcanic belt and a Visit to Parícutin. Excursion. No. 9, IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta México, Fieldtrip Guidebook, p. 38.
71. Luhr J.F y Simkin, T., 1993 Parícutin. The volcano Born in a Mexican Cornfield. Geoscience Press, Inc. Phoenix, Arizona. Published in association with the Smithsonian Institution, p. 427.
72. Mears B.Jr., 1978. Essentials of geology, D. Van Nostrand Co., Nueva York, p. 420.
73. Obando, G., 2001. El uso de computadoras, programas e instrumentos electrónicos en la Planificación y Seguimiento de Planes de Manejo de Bosque Húmedo Tropical- un caso en Costa Rica. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la alimentación.
74. Ordóñez E., 1947. El volcán Parícutin. México: Fantasia, p. 181.

75. Ownby S., Delgado G.H., Lange, R. y Hall, C.M., 2007. Volcán Tancítaro, Michoacán, Mexico, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 1-14.
76. Palacio P.J.L., López B.J. y Ortiz P.M., 1991. Elevación geomorfológico estructural a través de modelos sombreados y pares estereoscópicos generados a partir de modelos digitales de terreno. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México*.
77. Palacio P.J.L., 1990. Determinación de áreas de erosión potencial en cárcavas. *Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México*, 21, 45-55.
78. Pioli L., Erulund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M. y Delgado G.H., 2008. Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutin Volcano 1943-1952 (Mexico). *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 359-368.
79. Pough F.H., 1948. The fifth anniversary of Parícutin. *Science*, 107, 635-637.
80. Proyecto GCP/RLA/139/JPN "Ordenamiento territorial rural sostenible". 2003. Manual curso Análisis Espacial ArcView 8.2. Santiago, Chile, p. 37.
81. Raisz E., 1964. Landforms of Mexico. Geography Branch of the Naval Research. 2° ed. Cambridge, Mass, USA, 1-17.
82. Reuter F., 2002. Carpeta de Trabajos Prácticos: Teledetección Forestal. Modelos digitales de Terreno. Facultad de Ciencias Forestales- UNSE, 136-154.
83. Rossotti A., 2005. Tesis Doctorado. Reconstrucción de la historia eruptiva de la "Pómez Citlaltépetl (Volcán Pico de Orizaba). Centro de Geociencias Campus Juriquilla, Ciencias de la Tierra (Vulcanología), p. 175.
84. Schmincke U., 2004. Volcanism. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 305.
85. Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos (OEA) Washington, D. C., 1974. Cuenca del Río de la Plata. Estudio para su planificación y Desarrollo. Republica de Bolivia. Cuenca del Río Bermejo I, Alta Cuenca. Unidad Técnica 1970-1973, p. 94.
86. Segerstrom K. y Gutiérrez, C. 1947. Activity of Parícutin volcano from May 4, to September 8, 1946. *Trans. Of the American Geophysical Union*, 28, (4), 559-566.
87. Segerstrom K., 1950. Erosion Studies at Parícutin, State of Michoacán, México. Geological Investigations in the Parícutin Area, México. U.S. Government Printing office, Washington, D.C. Geological Survey Bulletin 965-A, p. 164.

88. Segerstrom K., 1960. Erosion and related phenomena at Paricutin in 1957. U.S. Geological Investigation in México. Government Printing Office, Washington. Geological Survey Bulletin 1104-A, 1-18.
89. Segerstrom K., 1966. Parícutin, 1965. Aftermath of eruption. U.S. Geological survey Professional Papers, 424D, 224-227.
90. Tilling R., 1989. Los peligros volcánicos. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos. Comisión de la Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra. Beat B. (traducción).
91. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo., 2002. Glosario de términos vulcanológicos.
92. Urrutia F.J., Alva V.L., Gogutchiaichvili, A., Rivas, M. y Morales, J., 2004. Paleomagnetic, rock-magnetic and microscopy studies of historic lava flows from Parícutin Volcano, Mexico: implications for the deflection of paleomagnetic directions. *Geophysical Journal International*, 156, 431-442.
93. Wilcox R.E., 1947a. Activity of Parícutin volcano from September 18 to November 30, 1946. *Trans. Of the American Geoph. Union*, 28, 4, 567-572.
94. Wilcox R.E., 1947b. Activity of Paricutin volcano from December 1, 1946, to march 31, 1947. *Trans. Of the American Geoph. Union*, 29 (5) 725-731.
95. Wilcox R.E., 1954a. Petrology of Parícutin volcano. México. U.S. Geological Survey Bulletin, 965-C, 281-353.
96. Wilcox R.E., 1954b. Origin of the Compositional Variation of the Lavas of Parícutin Volcano, México. U. S. Geological Survey, Denver, Colorado. *Science*, 119, 515-516.
97. Williams H., 1950. Volcanoes of the Parícutin Region. *Geologic Investigations in the Paricutin area, Mexico. Geological Survey bulletin* 965B, 165-274.
98. Yarza D.T.E. 1992. Volcanes de México. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México, 120-129.