

010601
250
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

"PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS
EN EL
VOLCÁN PARÍCUTIN"

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
MAESTRO EN GEOGRAFÍA
PRESENTA:

GABRIEL LEGORRETA PAULÍN

Acompañado de: Un disco compacto.

Ciudad Universitaria
TESIS CON
FALDA DE ORIGEN

273696

1999



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO.

Nuestra Alma Madre

**A LA FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS.
COLEGIO DE GEOGRAFÍA.**

Por la formación y preparación brindada.

AL INSTITUTO DE GEOGRAFÍA.

Por su apoyo en los trabajos de campo y gabinete.

A mi esposa Lupita.

Por su gran comprensión y ayuda, no sólo por su paciencia y estímulo, sino también por su apoyo en campo, la revisión del manuscrito, tablas y análisis.

A mis padres Pedro y Gloria.

Quienes no sólo me han depositado su ilimitado cariño y sostén, sino motivación para ser mejor.

A mis hermanos, primos y tíos.

Quienes con su afecto y comprensión, agradezco su cooperación en la elaboración de este trabajo, y les deseo lo mejor.

Mucha gente, organismos e instituciones han contribuido directa o indirectamente en la elaboración de la presente tesis. Quisiera hacer patente mi más profundo agradecimiento a todos ellos:

AL DR. JOSÉ I. LUGO HUBP

Por su enorme apoyo, amistad y dedicación en la dirección de la presente tesis.

AL DR. MOSHE INBAR

Por ayudarme a dar mis primeros pasos en este largo camino del conocimiento.

AL SR. RAYMUNDO ACOSTA CORTÉS

Por su gran amistad y cuyo apoyo fue invaluable en todo el trabajo de campo.

A LOS PROFESORES:

Dr. José Juan Zamorano Orózco

Dr. Lorenzo Vázquez Selem

Dra. María Teresa Ramírez Herrera

Mtro. Víctor Manuel Martínez Luna

Con profundo agradecimiento por sus observaciones y estimulante supervisión.

Mi más amplia gratitud a todas aquellas personas que me asistieron siempre de buena voluntad en la logística y mecanismos de mi trabajo de campo y de gabinete. En particular a: Raymundo Acosta Cortés, Moshe Inbar, José I. Lugo Hubp, Víctor Manuel Martínez Luna, Guadalupe González Medellín, María Teresa Ramírez Herrera, María Emilia Pérez, Fernando Cabrera García, Fernando Aceves Quesada, Feliciano Romero Juárez, Antonio Conde Paulín, Martina de la Cruz, Pedro Legorreta Paulín, Martín Legorreta Paulín, Gaspar Paulín Cruz, Estela Carmona Jiménez, Rosa María Guzmán Barrera, Amado Alejo Villagómez, Guido García, Azucena Pérez Vega, Armando Reyes, Luis Valdivia, Luis Alfonso González Luna, Arturo Morales Lozano, Guillermo González Rodríguez, Francisco Zamora González, Claudia Lara Pérez Soto, Floyd Gray Jones, Juan Manuel del Moral, Olga Alvarez Maldonado, Elizabeth Moreno Gutiérrez, Paty, Gabriel y Araceli Salinas Montes.

También quisiera agradecer por los comentarios constructivos, materiales y facilidades a los doctores Moshe Inbar, James F. Luhr, Eduardo Antaramian Harutunián, Carlos Cordova, José Luis Palacio Prieto, Mario Arturo Ortíz Pérez, José López García, Lourdes Villers Ruíz, Jorge López Blanco, Liliana López Levi, e Irma Trejo Vázquez y a los maestros Alberto López Santoyo, Alejandro Carrillo Lluvianos y Juan Reyes del Campillo.

Finalmente, el reconocimiento por el apoyo y financiamiento en recursos de cómputo, de laboratorios y económicos a las siguientes dependencias:

- **Instituto de Geografía, UNAM.**
- **Departamento de Política y Cultura, UAM Xochimilco.**
- **Centro Científico de IBM de México.**
- **Dirección General de Política Informática, INEGI.**
- **Paseos Culturales del Instituto Nacional Antropología e Historia.**

Indice Temático

1. Introducción.....	1
2. Planteamiento del Problema.....	3
3. Objetivos.....	8
4. Antecedentes.....	9
5. Metodología.....	16
6. Marco Geográfico.....	26
6.1 Localización.....	26
6.2 Orografía.....	27
6.3 Clima.....	37
6.3 Hidrografía.....	41
6.4 Suelos.....	48
6.5 Vegetación.....	61
6.6 Fauna.....	70
6.7 Aspectos humanos y uso de recursos volcánicos.....	72
7. Marco Geológico.....	78
8. Geomorfología.....	92
8.1 Cálculo de volumen del cono.....	98
8.2 El mapa de pendientes del cono.....	106
8.3 El mapa geomorfológico.....	111
8.4 Laderas externas del cono.....	113
8.4.1 Ladera externa SW de escoria y rocas.....	113
8.4.2 Ladera externa NE de lapilli, escoria y rocas parcialmente estables por la presencia de musgos y herbáceas.....	117
8.4.3 Ladera Externa ESE con corredores de lapilli parcialmente estables por la presencia de herbáceas y musgos.....	119
8.4.4 Ladera externa WNW con corredores de lapilli y escoria parcialmente estables por la presencia de herbáceas y musgos.....	124
8.4.5 Análisis comparativo de granulometría, máxima capacidad de retención de agua y precipitación entre laderas, a través del análisis de varianza.....	126
8.5 Laderas internas.....	129
9. Conclusiones.....	133
10. Anexo A.....	142
10.1 Evolución del Cono.....	142
10.1.1 Del 20 al 23 de febrero de 1943.....	134
10.1.2 Del 23 al 27 de febrero de 1943.....	144
10.1.3 Del 27 de febrero al 20 de marzo de 1943.....	145
10.1.4 Del 20 de marzo al 10 de junio de 1943.....	148
10.1.5 Del 10 de junio al 20 de diciembre de 1943.....	150
10.1.6 Del 20 de diciembre de 1943 al 20 de febrero de 1944.....	153
10.1.7 Del 20 febrero de 1944 a febrero de 1946.....	155
10.1.8 Del 20 de febrero de 1946 a 1947.....	159
10.1.9 Año de 1947.....	163
10.1.10 Años 1948-1949.....	166
10.1.11 Año de 1950.....	169
10.1.12 Año de 1951.....	172
10.1.13 Años 1952-1997.....	175
10.2 Anexo de suelos.....	178
10.3 Anexo de vegetación.....	179
10.4 Anexo de teorías volcánicas más sobresalientes previas y durante la erupción del volcán Parícutin.....	181
10.5 Animación y tesis digital.....	182
11. Bibliografía del volcán Parícutin.....	183
12. Bibliografía general.....	188
13. Material cartográfico.....	195
14. Fotografías aéreas.....	196

Indice de Figuras

Figura 1. Porcentaje de publicaciones sobre la porción occidental del Cinturón Volcánico Mexicano.....	9
Figura 2. Temas de las publicaciones sobre el Parícutin de 1940 a 1997.....	10
Figura 3. Representación de valores altimétricos a través del modelo vectorial y raster.....	18
Figura 4. Archivo de vectores originales.....	19
Figura 5. Archivo raster con valores iniciales de cero para cada celda.....	19
Figura 6. Sobreposición del archivo vectorial sobre el raster.....	19
Figura 7. Reemplazo de atributos del archivo raster.....	19
Figura 8. Archivo vectorial del volcán Parícutin, con curvas a cada 5 m.....	21
Figura 9. Muestreo de alturas, tomadas del archivo vectorial.....	21
Figura 10. Representación de las curvas de nivel, con la interpolación del inverso de la distancia.....	21
Figura 11. Representación de las curvas de nivel, con la interpolación de kriging.....	21
Figura 12. Representación de las curvas de nivel, con la interpolación de mínima curvatura.....	21
Figura 13. Representación de las curvas de nivel, con la interpolación de triangulación.....	21
Figura 14. Interpolación bilineal.....	22
Figura 15. Zona en estudio.....	28
Figura 16. Imagen Landsat en falso color de la zona en estudio.....	29
Figura 17. Características del relieve en 1934, 1946 y 1977.....	34
Figura 18. Mapa de climas de la zona en estudio.....	38
Figura 19. Mapa de temperaturas de la zona en estudio.....	38
Figura 20. Mapa de precipitaciones en la zona en estudio.....	38
Figura 21. Variación anual de temperatura media mensual y precipitación total por mes para los años 1946-1949 y 1951.....	40
Figura 22. Mapa hidrográfico de la zona en estudio en 1934.....	42
Figura 23. Mapa hidrográfico de la zona en estudio en 1946.....	45
Figura 24. Tipos de suelos en la zona en estudio, según la clasificación FAO/UNESCO, adaptada para la República Mexicana por INEGI.....	49
Figura 25. Perfil estratigráfico localizado a 3 km al oeste del volcán.....	52
Figura 26. Porcentaje acumulativo de tamaño de partículas.....	59
Figura 27. Comparación en porcentaje de la cantidad de material por porcentaje acumulativo en cada uno de los tamaños.....	59
Figura 28. Mapa de vegetación.....	62
Figura 29. Provincias Fisiográficas de la República Mexicana.....	78
Figura 30. Tectónica del Caribe y del Pacífico Centro-Oriental.....	79
Figura 31. Sección esquemática del volcán Parícutin y su supuesta cúpula magmática.....	88
Figura 32. Inferencia de una sección vertical NE-SW del Parícutin en diciembre de 1945.....	90
Figura 33. Mapa de isolíneas a cada 5 m de equidistancia en el área en estudio en 1934.....	93
Figura 34. Mapa de isolíneas a cada 5 m de equidistancia en el área en estudio en 1946.....	94
Figura 35. Distribución de áreas por rangos altimétricos para 1934.....	95
Figura 36. Distribución de áreas por rangos altimétricos para 1946.....	95
Figura 37. Mapa altimétrico de 1934.....	95
Figura 38. Mapa altimétrico de 1946.....	95
Figura 39. Forma geométrica de las celdas en el modelo raster.....	96
Figura 40. Mapa de diferencia altimétrica.....	96
Figura 41. Mapa de depósitos volcánicos en m ³	97
Figura 42. Distribución de volúmenes por franjas de desniveles locales (1946-1934).....	98
Figura 43. Mapa de diferencia altimétrica del cono (1946-1934).....	103
Figura 44. Mapa de diferencias altimétricas entre 1977 y 1934.....	104
Figura 45. Clasificación de las pendientes del cono y áreas adyacentes, con base en el criterio de Van Zuidam (1986).....	107
Figura 46. Clasificación de las pendientes del cono y áreas adyacentes, con base en el ángulo de reposo de los materiales.....	107
Figura 47. Mapa de pendientes y ángulos de reposo de materiales.....	110
Figura 48. Mapa geomorfológico del volcán Parícutin.....	112
Figura 49. Ladera externa SW del cono.....	113
Figura 50. Ladera externa NE del cono.....	117
Figura 51. Ladera ESE.....	119
Figura 52. Ladera WNW.....	124
Figura 53. Evolución del cono. Perfil desde el NW.....	143

Figura 54. Evolución del cono hasta el 27 de febrero de 1943. Perfil desde el NW.....	144
Figura 55. Evolución del cono hasta el 20 de marzo de 1943. Perfil desde el NW.....	146
Figura 56. Evolución del cono hasta el 10 de junio de 1943. Perfil desde el NW.....	149
Figura 57. Evolución del cono hasta el 20 de diciembre de 1943. Perfil desde el NW.....	151
Figura 58. Evolución del cono hasta el 20 de febrero de 1944. Perfil desde el NW.....	154
Figura 59. Evolución del cono hasta el 20 de febrero de 1946. Perfil desde el NW.....	157
Figura 60. Perfil final del cono. Perfil desde el NW.....	175

Indice de Fotos

Foto 1. Características de textura y color en suelos preeruptivos.....	50
Foto 2. Medición de espesores de ceniza sobre los suelos preeruptivos.....	50
Foto 3. Características de color, espesor y deposición de cenizas sobre los suelos preeruptivos.....	50
Foto 4. Muestreo de suelos en el cono principal.....	57
Foto 5. Sedimentación y acumulación de materia orgánica en el llano Chorotiro.....	57
Foto 6. Cultivo de frutales en el llano Capatzun, mediante el desalojo de ceniza.....	57
Foto 7. Arado con tractor en el llano Chorotiro.....	57
Foto 8. <i>Opuntia</i> colectada en la ladera interna NW del volcán.....	69
Foto 9. <i>Agave</i> Sp. Colectada en la ladera interna NW del volcán.....	69
Foto 10. Saltamontes localizado en la ladera externa sur del cono.....	72
Foto 11. Lagartija de collar localizada en la ladera superior suroeste del cono.....	72
Foto 12. Panal de abejas localizado en 1990 dentro del cráter.....	72
Foto 13. Destrucción de la fauna nativa en el llano Chorotiro.....	72
Foto 14. Expresiones artísticas de la erupción en el museo local de Angahuan.....	77
Foto 15. Maqueta en la iglesia de Nuevo San Juan Parangaricutiro ilustrando la destrucción de la antigua iglesia y la erupción.....	77
Foto 16. Ladera SW superior y media, vista desde el labio sur del cono.....	114
Foto 17. Ladera SW parte baja y media. Zona de senderos de ascenso de los turistas.....	114
Foto 18. Vista desde la ladera media SW hacia la zona de abarrancamiento.....	116
Foto 19. Profundidad de barrancas de la base SW del cono. Al fondo el volcán Parícutin.....	116
Foto 20. Pináculo de erosión pluvial.....	116
Foto 21. El punto 5 representa una de las bocas localizadas en la base de la ladera SW.....	116
Foto 22. Uno de los principales Hornitos, ubicados en la base SW del cono principal.....	116
Foto 23. Boca SE.....	116
Foto 24. Ladera NE. Corredor común al volcán Parícutin y al Sapichu.....	117
Foto 25. Ladera NE. Sendero turístico. Sobre materiales más sueltos.....	117
Foto 26. Ladera NE superior, cubierta de plantas herbáceas. Al fondo el cono adventicio Sapichu.....	119
Foto 27. Fondo y labio del Sapichu afectados por fumarolas e hidrotermalismo.....	119
Foto 28. Corredores de lapilli de la ladera ESE.....	120
Foto 29. Distribución de la vegetación en la ladera superior ESE y corredores de lapilli.....	120
Foto 30. Fijación de la vegetación en zonas de materiales gruesos combinados con finos.....	120
Foto 31. Inicio del piedemonte de la ladera ESE. Al fondo la boca SSE.....	121
Foto 32. Parte media del piedemonte, de la ladera ESE.....	121
Foto 33. Final del piedemonte de la ladera ESE.....	121
Foto 34. Relictos de erosión pluvial en la ladera ESE.....	123
Foto 35. Relictos de erosión pluvial, sobre el las crestas de los derrames en la ladera ESE.....	123
Foto 36. Corredores de lapilli y cubrimiento de la vegetación.....	124
Foto 37. Corredor de escombros formado por el descenso de turistas.....	125
Foto 38. Ladera interna SW, vista desde el fondo del cráter.....	129
Foto 39. Vista del labio del cráter de NW a SE.....	130
Foto 40. Vista de S a N de la ladera interna SW en su extremo sur.....	130
Foto 41. Vista de la ladera interna WNW y Norte.....	131
Foto 42. Vista de norte a sur.....	131

Indice de Tablas

Tabla 1. Algunos métodos para el cálculo de volúmenes de las formas del relieve volcánico.....	5
Tabla 2. Clasificaciones de materiales con base en su tamaño	25
Tabla 3. Comparación de capacidad de campo e infiltración.	60
Tabla 4. Evolución geológica en el área de estudio	84
Tabla 5. Área ocupada por los rangos altimétricos.	95
Tabla 6. Volúmenes por rangos de diferencias altimétricas (1046-1934).....	98
Tabla 7. Criterios utilizados para el cálculo de volúmenes.....	99
Tabla 8. Área cubierta por franjas altimétricas generales de 1934 y 1946.....	102
Tabla 9. Volúmenes por franjas de diferencia altimétrica que caracterizan a algunas topoformas.....	102
Tabla 10. Volúmenes por franjas de diferencia altimétrica que caracterizan a algunas topoformas.....	105
Tabla 11. Valores promedio de granulometría para las 3 porciones de la ladera SW.....	114
Tabla 12. Valores promedio de granulometría de la ladera NE	118
Tabla 13. Valores promedio de granulometría de la ladera ESE	120
Tabla 14. Algunas características del valle lateral ESE del cono.	122
Tabla 15. Valores promedio de la ladera WNW	125
Tabla 16. Análisis de ANOVA y de Diferencia Significativa Honesta de Turkey para granulometría por laderas.....	126
Tabla 17. Diferencia de medias para la granulometría de $<-2 \phi$	127
Tabla 18. Diferencia de medias para la granulometría de -1ϕ	128
Tabla 19. Diferencia de medias para capacidad de campo	128
Tabla 20. Diferencia de medias para precipitación	128
Tabla 21. Dimensiones y volúmenes del cono el 6 de marzo de 1943.....	147
Tabla 22. Dimensiones y volúmenes del cono el 3 de noviembre de 1943.....	152
Tabla 23. Dimensiones y volumen del cono el 31 de marzo de 1945.....	158
Tabla 24. Dimensiones y volúmenes del cono el 27 de julio de 1946	161
Tabla 25. Dimensiones del cono de fines de 1946 e inicios de 1947 de Wilcox (1947b).....	163
Tabla 26. Dimensiones del cono de mayo 1945 a junio de 1947 por Luhr y Simkin (1993).....	164
Tabla 27. Dimensiones y volúmenes del cono el 31 de diciembre de 1947 con base en Wilcox (1948) compilados por Fries (1953).....	165
Tabla 28. Dimensiones del cono de noviembre de 1947 a mayo de 1949 por Wilcox (1948) y Fries (1950).	167
Tabla 29. Dimensiones del cono de febrero a julio de 1950 determinadas con alidade desde la estación Cuezño por Fries y Gutiérrez (1951a) con exactitudes de ± 1.5 m	170
Tabla 30. Dimensiones e incrementos de altitud del cono en distintos periodos.....	171
Tabla 31. Dimensiones del cono en la primera mitad de 1951.	173
Tabla 32. Dimensiones del cono en la segunda mitad de 1951 medida con alidade desde la estación Cuezño con exactitudes de ± 2 m. (Fries, 1952b, p. 730).....	174
Tabla 33. Dimensiones del cono en mayo de 1952, calculadas por Fries con una exactitud de ± 2 m desde la estación Cuezño (Fuente: Fries, 1954, en Luhr y Simkin, 1993, p. 182).....	176

1. Introducción

El estudio del vulcanismo en campos monogenéticos es importante para la planeación socioeconómica de las actividades agrícola, ganadera, forestal e industrial, así como para el entendimiento y aprovechamiento de los recursos volcánicos en general. Para comprender el comportamiento de estos campos y sus elementos asociados, durante y después de una actividad, es necesario reconstruir la historia de sus erupciones, por medio de los documentos históricos (cuando se dispone de estos) por los productos volcánicos y por los procesos geomorfológicos asociados.

En nuestro país son muy comunes las regiones volcánicas donde predominan los conos de escoria y ceniza y formas asociadas, pero han sido poco estudiadas desde el punto de vista de su evolución. La mayoría de dichos trabajos han partido del estudio de las morfologías volcánicas ya establecidas como parte del paisaje de un área, y a partir de éstas se plantean las posibles fases previas y posteriores de evolución del relieve.

Aunado a lo anterior los volcanes nacidos en tiempos históricos son muy pocos y si se considera el hecho de que existe un número muy reducido de erupciones observadas que han tenido lugar por la reapertura de antiguos conductos, bien se podrá notar que aún menos son los casos en que se dispone de datos y observaciones directas de la formación completa de un nuevo volcán.

Un caso excepcional lo vino a conformar la actividad endógena que dio origen a la apertura de un nuevo conducto el 20 de febrero de 1943 en el estado de Michoacán, México. De esta manera, con el surgimiento del volcán Parícutin, fue posible contar con uno de los mejores ejemplos de inicialización, formación y evolución de la actividad volcánica en nuestro país.

Los planteamientos y consideraciones en la presente tesis sobre la dinámica de las formas terrestres de origen volcánico generadas a lo largo de poco más de medio siglo por el volcán Parícutin, son apoyados por argumentos obtenidos durante la recopilación y el manejo de la información. El propósito principal es analizar el modelado del paisaje volcánico conducido por los fenómenos erosivo-acumulativos generados a partir del predominio de los agentes exógenos en el área de estudio.

Los estudios de procesos erosivo-acumulativos en áreas o regiones con vulcanismo reciente como lo es el caso del volcán Parícutin, no son sencillos, pese a contar éste con una gran cantidad de observaciones y registros desde el inicio de su actividad hasta el presente.

Muchos de los primeros trabajos escritos sobre el tema son esencialmente descriptivos sobre la actividad de los primeros años del volcán, mismos que sirvieron de base para elaborar divulgaciones más especializadas como estudios biológicos, geofísicos, de erosión entre otros. Dichas publicaciones se concentran principalmente de 1943 hasta finales de los años cincuentas y a partir de entonces se han venido realizando trabajos más esporádicos, debido en parte a que se considera que los elementos del relieve asociados a este vulcanismo han alcanzado ya una etapa de cierta estabilidad, lo que conduce a un decremento en los cambios del paisaje volcánico.

Por lo anterior se presenta una compilación histórica de la evolución de los elementos del relieve; formado a partir del apoyo bibliográfico de algunos de los principales trabajos referentes a la historia, evolución y procesos del volcán. Para ello se hace un análisis de la evolución de la producción científica en el área, a fin de formar de los numerosos reportes un cuerpo de datos de primera mano, permitiendo con ello estudiar cada una de sus características por separado y evitar la sobreposición e incluso la contradicción de información.

Aunado a lo precedente y para poder explicar la actual expresión geomorfológica se trabajó con unidades y componentes del terreno a escala grande; pues el paisaje, pese a ser más estable en relación a las etapas iniciales de los procesos, éstos se continúan en otra magnitud y dimensión espacial en las zonas piloto de estudio.

2. Planteamiento del problema

México cuenta a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano con numerosos campos monogenéticos importantes a nivel mundial, como el de la Sierra de Chichinautzin, al sur de la Ciudad de México, y el campo Michoacán-Guanajuato. Ambos destacan no sólo por el gran número de volcanes y los productos que los forman, sino por que en ellos tuvieron lugar los nacimientos de volcanes más recientes en tiempos históricos en nuestro país. Su estudio ha sido una contribución a la ciencia nacional e internacional.

El volcán Parícutin es un típico volcán monogenético, una de las formas volcánicas terrestres más comunes. Se estudió en su aspecto actual, considerando cada una de sus formas por separado. El seguimiento de su dinámica desde el principio de su actividad ha dando una base de entendimiento más simple y mejor comprendida en relación y comparación a la complejidad del ocultamiento de muchos de los primeros productos (como la sobreposición de los distintos flujos lávicos o la formación de las bocas adventicias) y procesos (como el ajuste de la hidrografía al nuevo relieve o los movimientos de las laderas por procesos gravitacionales) que se producen en estructuras volcánicas más antiguas y que se tienen que deducir de las expresiones remanentes del paisaje volcánico.

La investigación propuesta es de interés, debido a que el volcán Parícutin cuenta con un seguimiento de sus formas y procesos desde su formación hasta la fecha, lo cual permite la comprensión de los diferentes componentes de un sistema volcánico terrestre y su comportamiento, es decir, los cambios que experimentan relieve, vegetación, suelos por citar algunos, durante un lapso corto. Esto permite valorar el paisaje, para un mejor manejo de los recursos naturales.

Delgado-Granados et al. (1993b) mencionan que hasta el momento el Parícutin sigue siendo uno de los volcanes más estudiados del occidente del Cinturón Volcánico Mexicano, y junto con el volcán de Colima representan el 60% de publicaciones vulcanológicas de la región. Sin embargo, la mayoría del volumen de dichos escritos se concentra en la década de la actividad (más de cien artículos).

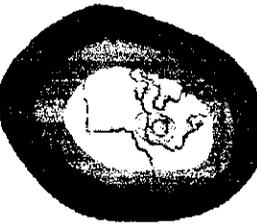
Existen trabajos que tratan de ordenar en distintas disciplinas los numerosos reportes y observaciones de la actividad del Parícutin. Por ello, no se pretende en este trabajo hacer una revisión crítica de los materiales bibliográficos existentes. No obstante, los materiales que se ha incluido y que comprenden artículos publicados en revistas nacionales y extranjeras, resúmenes en congresos, tesis, reportes, libros y mapas, dan una visión de los aportes en el campo de la geomorfología volcánica.

Por otra parte, el estudio cualitativo y cuantitativo de los procesos geomorfológicos y de las formas volcánicas recientes, al igual que en cualquier otro ambiente, se dificulta debido al gran número de factores involucrados. Por ello se reconoció el valor del pensamiento espacial-estadístico, es decir, el llegar a determinar su situación, basada en la percepción de la información, plasmada en forma de mapas o de algún reporte que identifique su localización geográfica y sus posibles relaciones múltiples.

Así, los estudios de erosión se basan en la distribución y cuantificación de las zonas de acarreo y depositación de los materiales, con las que se estima su comportamiento actual y futuro. Por ejemplo, el mapa de isopacas es el utilizado en relieves volcánicos para estimar la distribución de la tefra y a partir de éste se determina el volumen del material, ya sea por métodos que van desde los basados en modelos matemáticos, los cuales consideran un decremento exponencial del espesor de los depósitos o bien lo estiman a partir de la graficación logarítmica del área y del espesor para extrapolar los volúmenes, hasta aquellos que lo valoran por la concentración de cristales en la tefra (Froggat, 1982).

Para otros elementos del relieve, las técnicas para calcular el volumen varían, tanto por la forma física real de la geoforma a estudiar (cono volcánico, derrame, llano etc.), de la forma geométrica del elemento a calcular (cónica, elíptica, circular, irregular, etc.), así como de los métodos analíticos empleados para su resolución (geométricos, por cálculo, etc.). Algunos de estos cálculos se muestran en la tabla 1:

Tabla 1. Algunos métodos para el cálculo de volúmenes de las formas del relieve volcánico.

Geoforma	Forma geométrica	Método
 <p style="text-align: center;">Cono</p>	<p>Círculo, elipse, Irregular</p>	<p>Araña (1984), propone las siguientes 4 fórmulas para el cálculo predictivo del volumen de material emitido por un cono:</p> <p>1) $V_0 = 1/3 B H (R^2 + r^2 + Rr)$ donde: V_0 = volumen del cono; R = radio exterior; r = radio interior; H = altura del cono y donde se considera d = conducto emisor con un diámetro, así como α = ángulo crítico de reposo del material que oscila entre 30° y 40°.</p> <p>En el anterior no se ha tomado en cuenta por su insignificancia la pérdida de volumen debido al conducto emisor ($d \ll R$). Haciendo el cambio:</p> $r = H \operatorname{tg} \alpha$ $R = H / \operatorname{tg} \alpha + H \operatorname{tg} \alpha$ se obtiene: <p>2) $V = 1/3 B H^3 (3 \operatorname{tg}^2 \alpha + \operatorname{ctg}^2 \alpha + 3)$ Por geometría de un cono truncado:</p> $V = \frac{B R^2 H}{3}$ Donde R es el radio exterior y H es la altura. Pero si se toma en cuenta la existencia de un cono truncado e invertidos que representa la profundidad del cráter queda: $V = \frac{B (R^2 H - r^2 h)}{3}$ 3) En términos de integración se calcularía: $V = \int_a^b A(x) dx$ Donde a y b representa los planos de los límites superior e inferior del terreno y donde A(x) es una función continua que da el área de una sección transversal del cono volcánico determinada por un plano perpendicular al eje x en cualquier punto x en [a, b]. Por desniveles locales (iguales) <p>6) $V = (A_1 + A_2 + A_3 \dots A_n) D$ Donde A representa el área entre dos curvas de nivel y D el desnivel del terreno.</p>
 <p style="text-align: center;">Isopacas</p>	<p>Círculo, elipse, Irregular</p>	<p>Para el cálculo de espesores de ceniza Araña (1984), considera dos aproximaciones. La primera, es considerar que para un tamaño la deposición disminuye exponencialmente con la distancia del centro eruptivo:</p> $H = h_0 \exp(-cr)$ y su volumen correspondiente a este tamaño está dado por: $V = \int_0^a 2 \pi r h_0 \exp(-cr) dr$ Una segunda aproximación es considerar una distribución elíptica de elipticidad e, variando su espesor de acuerdo con: $H = h_0 \exp\left(-K \left(x^2 + \frac{y^2}{e}\right)^{1/2}\right)$ y su respectivo volumen viene dado por: $V = \iint_{x,y} h dx dy$
 <p style="text-align: center;">Derrames y áreas aledañas</p>	<p>Irregular</p>	<p>1) Por desniveles locales.</p>
 <p style="text-align: center;">llano volcánico</p>	<p>Irregular</p>	<p>1) Por desniveles locales.</p>

Sin embargo, su cálculo y representación es complejo y está sujeto al error que conlleva la elaboración del mapa de volúmenes, a través de la inferencia de muestreos puntuales.

Ante esto y para poder agilizar los cálculos y técnicas geomorfológicas que se han utilizado durante años, para analizar y visualizar la información, se hace uso del desarrollo tecnológico de las mismas, a través de los sistemas de información geográfica (SIG), cuyos algoritmos permiten obtener modelos espaciales de distribución volumétrica de los materiales a partir de la información plasmada en forma de mapas y reportes.

Mediante estas herramientas se presenta una distribución y cálculo de los volúmenes de material emitidos durante los tres primeros años de actividad del volcán, basados en cartografía a detalle de la zona en estudio, que comparados con los trabajos realizados y compilados en 1953 por Carl Fries, permitirán evaluar las ventajas y desventajas de estas nuevas técnicas.

De los estudios de erosión y acumulación en el cono volcánico unos se han abocado a establecer relaciones cuantitativas entre algunas de sus formas y otros a los procesos de remoción en masa y erosión fluvial, pero poco se ha trabajado sobre erosión pluvial, en parte por no disponerse (aún siendo el volcán más estudiado en el país) de un registro continuo de los elementos que favorecen su desarrollo.

Dado lo anterior y una vez establecida la distribución de los materiales mediante el uso de dichas técnicas, y con cartografía más actual, se procedió a la evaluación y caracterización de los procesos erosivo-acumulativos actuales, a partir de la relación de elementos morfológicos (laderas internas y externas, labio del cráter, base del cono, etc.), morfométricos (estabilidad de laderas, ángulos de reposo del material, alturas, etc.), sedimentológicos (granulometría, infiltración, retención de agua, etc.), climáticos (precipitación) y biológicos (cobertura vegetal) para establecer zonaciones de erosión pluvial, principalmente en la estructura del cono.

Aquella caracterización se tomó también como base para especificar distintas subunidades geomorfológicas en algunos de los campos de ceniza periféricos al derrame (llano Chorotiro y la Caja) o inmersos en él (llano Capatzun y Tipacua), lo que permitió resaltar la evolución de recientes zonas de asentamiento del terreno, asociadas con posibles flujos subsuperficiales establecidos por los reajustes en los patrones del drenaje de la zona.

Por su parte, la complejidad del trabajo de campo en los derrames, pese a tener un buen seguimiento de evolución, no permitió realizar un seguimiento de los procesos que los afectan, por lo que se trata el tema muy someramente.

3. Objetivos

1. Esbozar la evolución y los trabajos referentes al volcán Parícutin.

1.1 -Sintetizar y analizar la evolución del volcán Parícutin y sus productos.

1.1.1 *Evaluar los cambios morfológicos y morfométricos del cono.

1.1.2 *Evaluar los cambios globales morfológicos y morfométricos de cuatro llanos.

1.2 -Establecer las líneas de los trabajos enmarcadas en su contexto espacial y temporal.

2. Analizar la evolución de los procesos geomorfológicos del volcán y elementos del paisaje asociados.

2.1 -Evaluar la cuantificación y distribución de los productos volcánicos.

2.1.1 *Comparar y establecer técnicas para el cálculo de volúmenes.

2.1.2 *Calcular y cartografiar la distribución de volúmenes del cono.

2.1.3 *Calcular y cartografiar la distribución de materiales en base a ángulos de reposo en el cono.

2.2 -Evaluar la cuantificación y distribución de los procesos erosivo-acumulativos.

2.2.1 *Establecer índices de varianza entre variables morfométricas para la zonificación y cartografía de la erosión pluvial del cono.

2.2.2 *Zonificar y cartografiar las laderas del cono

3. Presentar una cartografía geomorfológica de procesos y formas actuales a través del uso de un sistema de información geográfica.

4. Antecedentes

Los trabajos publicados sobre el Parícutin representan cerca del 37.4% de la producción científica referente a los volcanes de la porción occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (Figura 1).

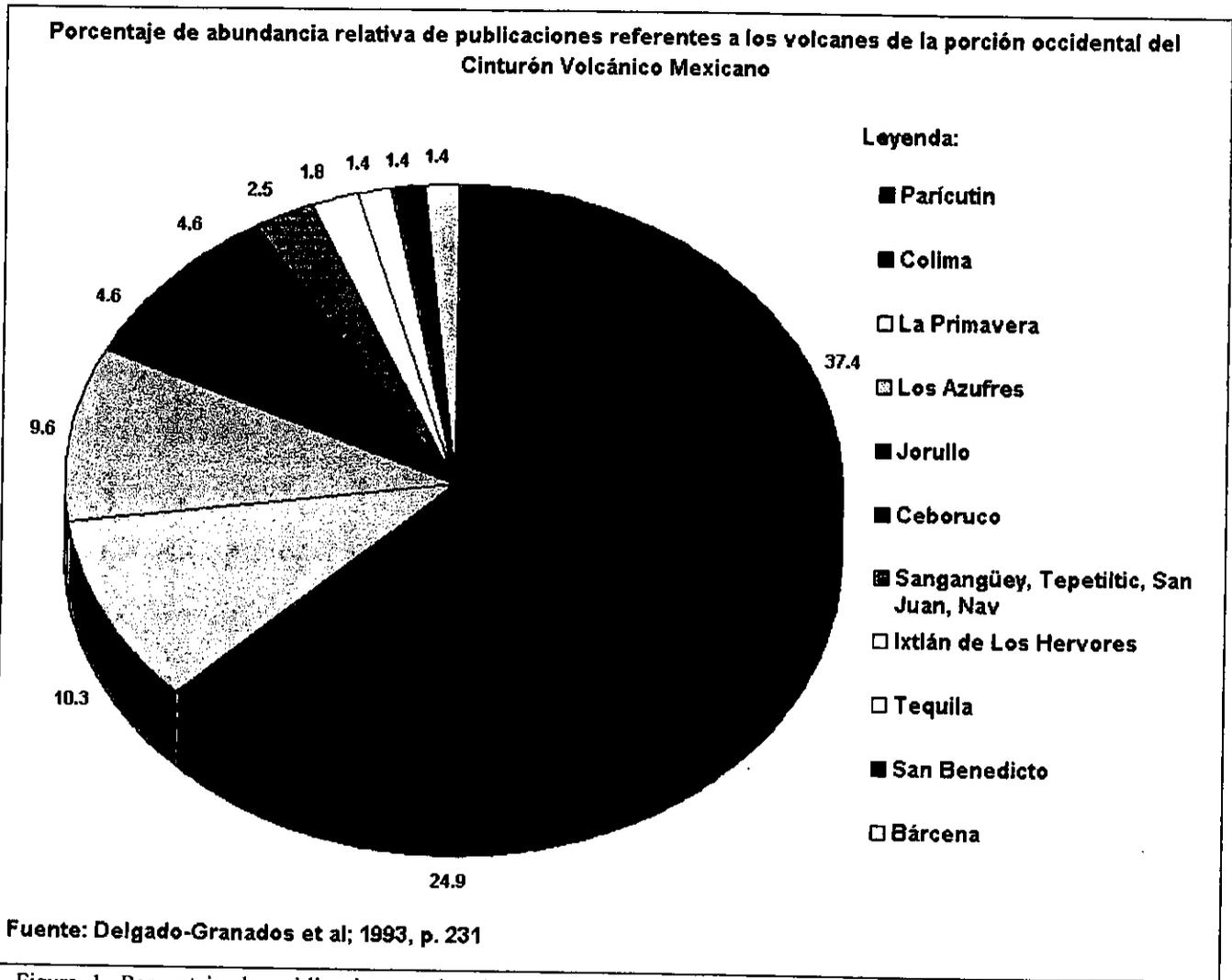


Figura 1. Porcentaje de publicaciones sobre la porción occidental del Cinturón Volcánico Mexicano. El volcán Parícutin ha sido el más estudiado, sin embargo la mayoría de las publicaciones se concentran en las tres primeras décadas de su desarrollo.

De estas publicaciones, las referentes al volcán Parícutin se les ha dividido por temas y áreas de aplicación (Figura 2). En esta gráfica, algunas de las publicaciones fueron consideradas dos o más veces, ya que abordaban temas y áreas de diversa índole. Como se aprecia, desde el inicio de la erupción, hasta finales de los años cincuenta, el peso primordial en publicaciones lo tienen las descripciones sobre el cono y sus productos (aunque muchos de los observadores iniciales sólo estuvieron algunos días y en distintas

épocas de la evolución del cono). Le sigue en importancia los estudios de geología regional y local, así como el impacto sobre las condiciones humanas y narraciones históricas de los acontecimientos.

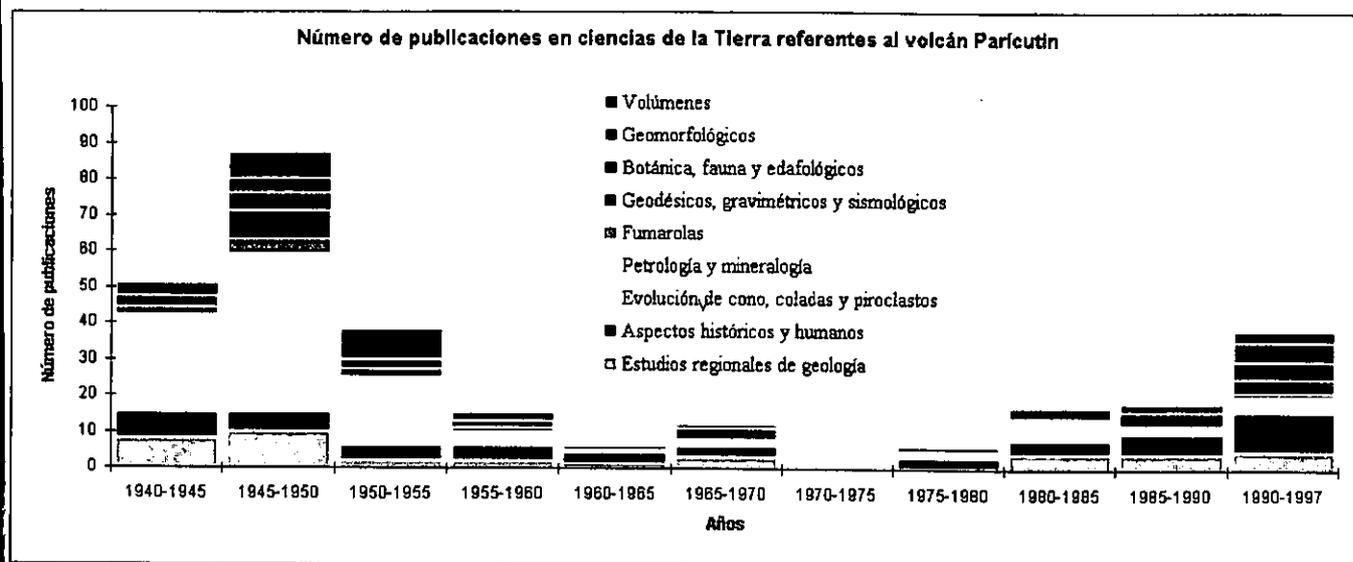


Figura 2. Temas de las publicaciones sobre el Parícutín de 1940 a 1997. Son los trabajos de evolución del cono, coladas y piroclastos, así como los históricos y humanos los que han mantenido una gran continuidad y vigencia. El primero de ellos de gran fuerza en las tres primeras décadas y el último en las tres más recientes.

Algunos de los temas de estudio desaparecen por décadas, mientras otros tienen altas y bajas menos drásticas en su continuidad. Lo anterior es debido, en parte, al fallecimiento de los investigadores originales, a la falta de apoyos económicos (por considerarse de poco interés en relación con eventos volcánicos más recientes) o a que los fenómenos reducen su importancia a una escala menos perceptible y llamativa para los investigadores, o bien porque algunos fenómenos cesan junto con la actividad volcánica.

Así, por ejemplo, los estudios geofísicos y sismológicos tan importantes llevados a cabo durante las etapas iniciales de la erupción se pierden y son retomados esporádicamente a mediados de los años setenta y nuevamente en los noventa, con el reconocimiento de manifestaciones sísmicas en el área. Otro ejemplo son los estudios de botánica iniciados con observaciones del impacto de la erupción sobre la vegetación existente y continuados con otros sobre las especies colonizadoras de terrenos devastados, interés que se pierde a mediados de los años setenta y ochenta, para ser nuevamente retomados en la actualidad. No así los estudios de fauna iniciados por Hatt y Burt, que prácticamente desaparecen.

Los trabajos que se realizaron durante las primeras semanas de desarrollo del volcán tuvieron, como era lógico, sólo un carácter informativo, en los que se daban las impresiones del investigador. De

entre los primeros en publicar sobre el nacimiento del volcán, se encuentran Ezequiel Ordóñez (vocal de la Comisión Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica en México), Teodoro Flores (director del Instituto de Geología, UNAM), Luis Flores Covarrubias (jefe de la oficina de petrología, UNAM), A. de la O. Carreño, Ramiro Robles Ramos, J. A. Hernández Velasco y Paul Waitz. Sin embargo, muchos de ellos, como R. Valencia (con apoyo inicial del Instituto de Geografía y de profesores del Colegio de Geografía, UNAM) no pudieron disponer ni en los primeros días, ni nunca, de los elementos indispensables para llevar a cabo un estudio constante y amplio de los fenómenos que se desarrollaron a su alrededor. Otros sólo contaban con el entusiasmo inicial de observar y publicar sobre un fenómeno nuevo.

Cabe hacer notar la enorme cantidad de publicaciones de 1943 a 1945, pese a las restricciones que se tenía por la Segunda Guerra Mundial (tanto en materiales de publicación, en recursos económicos, como en investigadores). Sin embargo, la coordinación a partir de la segunda mitad de 1944, por parte de la Comisión Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica Mexicana y su similar en Estados Unidos, la *National Research Council*, permitieron integrar, facilitar y estimular el estudio del Parícutin.

Estas instancias aprobaron apoyos financieros para proyectos de investigación tales como el mapeo topográfico del volcán y zonas adyacentes, realizado por Kenneth Segerstrom; el mapeo geológico y los estudio de Howell Williams durante una asignación de 8 meses, el apoyo para el inicio de observaciones sismológicas y magnéticas por parte de *United States Coast and Geodetic Survey*, bajo la supervisión de Austin E. Jones y los fondos para Celedonio Gutiérrez como cuidador, ayudante y observador.

También a través de estas instancias se canalizó el apoyo universitario a través de investigadores como Erling Dorf, profesor de paleobotánica de la Universidad de Princeton, para el estudio de incorporación de vegetación en ceniza, o el de la Universidad de Michigan, representada por W. H. Burt para continuar los estudios iniciados con los trabajos de Hatt en ecología de mamíferos, y de Norman Hartweg quien realiza estudios similares de reptiles y anfibios. Otros, como Federick H. Pough del American Museum of Natural History y O. O. Fisher pudieron realizar compilaciones de fotografías y filmaciones fechadas de la erupción.

Por su parte, los fondos de la Comisión Impulsora sirvieron para la construcción y mantenimiento de los observatorios, así como de algunas mejoras físicas de los caminos de acceso a los sitios de estudio.

Estas instituciones fueron en gran medida las rectoras de los proyectos de este periodo. al canalizar los recursos a los más viables, descartando algunos no tan factibles, como aquellos en los que se intentaba determinar la conductividad del calor en las rocas, por métodos reflectivos y refractivos.

Muchos de los iniciadores y precursores de los diversos temas, son mencionados en los apartados correspondientes. Sin embargo, cabe hacer mención y destacar los trabajos sobre volúmenes de material y de geomorfología realizados en la zona del Parícutin.

Desde las primeras etapas, Ordóñez (1945) y Graton (en Flores, 1945) mencionan la dificultad de hacer el cálculo del volumen del agua y materiales que se emitía a través de la columna de vapores, de un cráter de 300 m de diámetro, así como del volumen de magma expulsado, ya que tal estimación sería muy tosca por el desconocimiento de la sección transversal del conducto en el antiguo nivel de suelo, así como su longitud. Algunas propuestas se deben a Federick H. Pough (1943), quien sugiere estimar el volumen emitido con base en las mediciones de caída de ceniza en las cercanías del cono y en las tierras aledañas.

Desde inicios de 1943, Ordóñez (1947), con objeto de tener una estimación del volumen de lavas que salieron de las bocas, desde principios de la erupción hasta mediados del año de 1946, midió cuidadosamente la extensión que iba cubriendo la lava, así como su espesor, comparando la altura en diferentes lugares de los campos de lava con la altura original del terreno. Tales cálculos arrojan un volumen de cerca de 650 millones de m³, al que descontó un 20% de espacios, cavidades, juntas, huecos, vesículas de escoria, etc., con lo que obtuvo un volumen de roca maciza de algo más de 530 millones de m³.

Otro de los trabajos iniciales lo realizó Alfonso de la O. Carreño (1943a), quien estima con base en la velocidad de desplazamiento y la altura del derrame un promedio 7 000 000 m³ de lava hasta el día 27 de febrero de 1943. También, mediante el estudio del crecimiento del cono y considerando un gasto o cantidad eyectada constante, utiliza la ley de probabilidad de crecimiento:

$$H = K \sqrt{t}$$

$$H = 2.304 \sqrt[1.159]{t}$$

Mediante este crecimiento estimado, valora un volumen de $19\,500\,000\text{ m}^3$ para 5.867 días, o sea, un incremento diario de $3\,330\,000\text{ m}^3$ y considera que para obtener el volumen total no sólo habría que sumar el volumen de lava, sino también el material más fino diseminado en la atmósfera.

Teodoro Flores estima tras 12 días de emisión (6 de marzo de 1943) y con base en espesores con promedio de 20 m, en el área cubierta por los flujos ($655\,000\text{ m}^2$), que el volcán emitió un volumen total de $13\,100\,000\text{ m}^3$ y que en base a la gravedad específica de 2.6, la lava arrojada fue de $34\,000\,000$ de toneladas métricas.

De esta manera, las anteriores y otras estimaciones se basan en la extensión de la lava y cubrimiento de ceniza; algunas de estas mediciones ya realizadas sobre fotografías aéreas y con base en la estimación de espesores de la lava y la ceniza en campo.

Durante el periodo Taquí, iniciado el 8 de enero de 1944, caracterizado por la casi constante pero variable actividad de la ventana del cráter y la constante salida de lava por la boca SW, se permitió el ascenso el 27 de mayo de 1945 al cono, por parte de W. F. Foshag (1950), y se calculó en 12 ton por minuto o 17 000 toneladas por día la emisión de vapor de agua de la boca del cráter y un 17% de vapor de agua en las emisiones diarias (de 100 000 toneladas) de lava durante la fase Taquí.

Otras estimaciones de los flujos del área de bocas, en la parte SW del cono, fueron realizadas en el invierno de 1945-1946 por Konrad B. Krasukopf (1948a, 1948b), en más de $500\,000\text{ m}^3$ y rara vez menos de $200\,000\text{ m}^3$ por día.

En el verano de 1946 Segerstrom (1950) realiza una serie de mediciones de ceniza en la vecindad al volcán, preparando un mapa de espesores en el área del cono, mismo con el que calculó los volúmenes de piroclastos en 2.205 km^3 . Para fines de agosto de 1946 Fries (1953), recalcula el volumen de ceniza con base en medidas planimétricas en los mapas de isopacas y reconstruye áreas, obteniendo un volumen de 1.099 km^3 . Las diferencia con los cálculos de Segerstrom se atribuyen a los diferentes métodos de chequeo a que fueron sujetos los datos.

Estas y otras estimaciones, como la caída de ceniza en los cerros aledaños, el mapeo de tamaños y otras para el cono y flujos (llevados a cabo por Pérez Peña, Howell Williams, Ray Wilcox, etc.) son finalmente compiladas en el trabajo de Fries (1953), donde considera, por ejemplo, que para el cálculo de

volúmenes de lava, el error al estimar el espesor de la misma es de menos del 50% en cada periodo y de un 15% por apreciación en los límites para periodos de 3 meses de observación. Tales valores los considera razonables siendo posiblemente para él, más bajas que altas. Su compilación y análisis arrojan que el volumen total de lava de 1943 a 1951 fue de 700 millones de m³ y 1309 millones de m³ de ceniza.

Al finalizar la erupción, Fries y Gutiérrez (1954) citados por Bullard (1956) mencionan que el área total cubierta fue de 24.8 km², con un volumen total expulsado, de lava y piroclastos, de 1.4 km³ cúbicos (Fries, 1953). El volumen de piroclastos fue 2 o 3 veces mayor al de la lava emitida.

Una vez terminada la erupción, Segerstrom (1950 y 1960) realiza cálculos referentes a materiales de redepositación. Algunos trabajos que se iniciaron en la segunda mitad de los años ochenta, se refirieron a la cantidad de materiales depositados en algunos de los llanos internos y marginales a la colada de lava, dirigidos por Moshe Inbar, de la Universidad de Haifa, en coordinación con el Colegio y el Instituto de Geografía de la UNAM.

Los trabajos geomorfológicos son en muchos casos parte de otros estudios que tratan temas diferentes, pero se apoyan en el análisis del relieve y los procesos del mismo. Arias Portillo (1945) investiga la erosión del suelo y realiza una clasificación de pérdidas agrícolas, forestales e industriales por afectación de inundaciones y acumulación de caída de cenizas. Lowdermilk (1947), en agosto de 1945 hizo recorridos en la parte alta y baja del río Itzicuaró, midiendo movimientos de remoción en masa, canalillos, barrancas y avenidas y empezando a proponer medidas para el control de la erosión.

Kenneth Segerstrom, desde mediados de los años cuarenta, y por más de 20 años dio seguimiento a las formas y procesos de erosión. En su trabajo de 1950 presenta características cualitativas y cuantitativas de los principales procesos de erosión que se incrementaban en las épocas de lluvia por la presencia de materiales sueltos sin ninguna cobertura vegetal. Su trabajo abarca desde erosión pluvial y escorrentía difusa, hasta remoción en masa y sedimentación por avenidas.

En 1952, Segerstrom empieza a notar que la erosión y la depositación en el área del Parícutin habían decrecido por dos razones principales: 1) Los vulnerables depósitos de ceniza habían sido fuertemente desmontados de las laderas de fuerte inclinación y de los canales principales y 2) las áreas cubiertas por ceniza o por nuevos depósitos aluviales eran rápidamente cubiertos de vegetación. En su trabajo de campo en 1957 (Segerstrom, 1960), no aprecia una compactación aparente del manto de ceniza

tras 10 años; estudia las alteraciones de la red fluvial y la relación entre los ángulos de pendiente y los materiales depositados, así como la cantidad de nuevas plantas creciendo sobre la ceniza, lavas y cono. Para 1965, Segerstrom (1966) considera que el Parícutin y sus alrededores se aproximan a la estabilidad. Sin embargo, sigue siendo un provechoso laboratorio natural para el estudio de recuperación de devastación de tierras por lava y ceniza.

De esta manera, y desde 1965 hasta 1987 no se reportan más estudios de monitoreo de los procesos de erosión (Inbar, 1993). Son retomados nuevamente en la segunda mitad de los años ochenta por parte de Moshe Inbar. En 1987 y 1990, junto con varios estudiantes de geografía de la UNAM, dirigidos por Raquel Guzmán y de investigadores del Instituto de Geografía de la UNAM (José Lugo Hubp y otros) se realizó una evaluación de las condiciones del área a través de mediciones en llanos y coladas, cuantificación de especies vegetales y observación del rápido desarrollo de incisiones en cauces y grados de sedimentación y depositación de las avenidas. En su trabajo de 1990 (Inbar, 1993) considera que aún los rangos de erosión son de cerca de 3 a 4 veces más altos de lo normal.

5. Metodología

Para alcanzar los objetivos de investigación planteados en este trabajo geomorfológico, se hizo uso de métodos documentales, de gabinete y de campo, empleando técnicas tradicionales y nuevas. Entre las primeras están las históricas, cartográficas, estadísticas, las comparativas y de observación de campo. Las técnicas nuevas consisten en el procesamiento por medio de la computación de bases de datos, de observaciones a distancia con el procesamiento y análisis de imágenes, así como el estudio y mapeo espacial a través de los sistemas de información geográfica.

Las citas presentadas se ordenaron por temas en orden alfabético y cronológico, con el fin de observar el desarrollo de las investigaciones de las ciencias de la Tierra a través del material que ha sido publicado respecto al volcán Parícutin. Estas han sido resumidas y capturadas por computadora para poder realizar una reselección de los conocimientos ya existentes y de las principales líneas de investigación a fin de complementar aquellas obras que son insuficientes, complementarias o incluso inadaptadas al objetivo de la investigación.

En la elaboración del trabajo de volumen de material volcánico, se empleó un área de diez por once kilómetros, donde queda comprendido el volcán Parícutin y geoformas asociadas. La base principal fue, por una parte, la cartografía a escala 1:10 000, con equidistancia de curvas de nivel de cinco metros (mapas topográficos compilados por la *United States Geological Survey* para los años de 1934 y 1946) y por otra, aquellas mediciones directas o cuidadosas triangulaciones de parámetros del cono (diámetro de la base, altura, pendientes, profundidad del cráter, etc.), de lavas (alturas, espesores, velocidades, etc.) y de cenizas (espesores, granulometría, etc.) compiladas por Carl Fries en 1953. No obstante, estos materiales dan únicamente valores generales que no muestran las áreas de distribución de depósitos volcánicos.

Se empleó la metodología propuesta por Legorreta (1992), para lo cual, la realidad de los datos fue expresada en medios digitales a través de los dos modelos posibles que se manejaron en orden secuencial para obtener un modelo digital y con éste, un mapa de volúmenes, al comparar los conjuntos de datos altimétricos.

1. La primera forma, heredada de los cartógrafos, llamada modelo vectorial (generado a través de digitalización), representa al mundo real en dos dimensiones, como un mosaico de líneas, puntos y áreas

interconectados que señalan la localización y límites de entidades por medio de pares de coordenadas (Figura 3a).

Este tipo de modelo espacial permite una representación muy precisa de la localización, distancias y áreas de los elementos espaciales a representar, como puntos (de muestreo, pozos, etc.), líneas (límites físicos y administrativos) y de superficies (cuerpos de agua, derrames, etc.). En la construcción de tales elementos espaciales se hace uso de las relaciones topológicas para asociarlos a sus atributos, los cuales son típicamente almacenados (independientemente de la representación espacial de las entidades) en bases de datos digitales tradicionales. El vínculo entre los datos de atributos y el mapa, puede darse a través de un campo o identificador común a ambos.

Sin embargo, el modelo vectorial, aunque eficiente en su representación espacial, no lo es tanto para el análisis cartográfico, por lo que se procedió a utilizar la segunda forma de representar la realidad espacial a través de:

2. El modelo raster, que es resultado de la tecnología de las computadoras y representa al mundo sobre una estructura de dos dimensiones, en un arreglo o matriz de celdas cuadradas o rectangulares de tamaños variables. De tal forma que la resolución o precisión al representar un elemento espacial, está determinado por el tamaño de la celda (Figura 3b).

En la malla cada elemento se señala por la presencia o ausencia de algún valor dentro de una celda. Cada uno de estos elementos mínimos o celdas de representación, es capaz de almacenar información cuantitativa y cualitativa del espacio y de sus atributos.

Cada celda en los mapas raster, tiene un valor único o atributo (como alturas, pendientes, volúmenes, clases de suelos, etc.) y aunque su precisión es menor para marcar límites (dependiendo de la resolución o tamaño de cada celda) con respecto a las representaciones vectoriales, presenta grandes ventajas para el análisis cartográfico, al facilitar el cálculo espacial (sobreposiciones numéricas y lógicas, estadísticas, reclasificaciones, etc.).

Sin embargo, una de las limitantes del formato raster y que afectó al trabajo, se refirió al espacio y tiempo de proceso de estos mapas. Por lo que el tamaño de cada celda dependió del equipo disponible y de la precisión de la información básica.

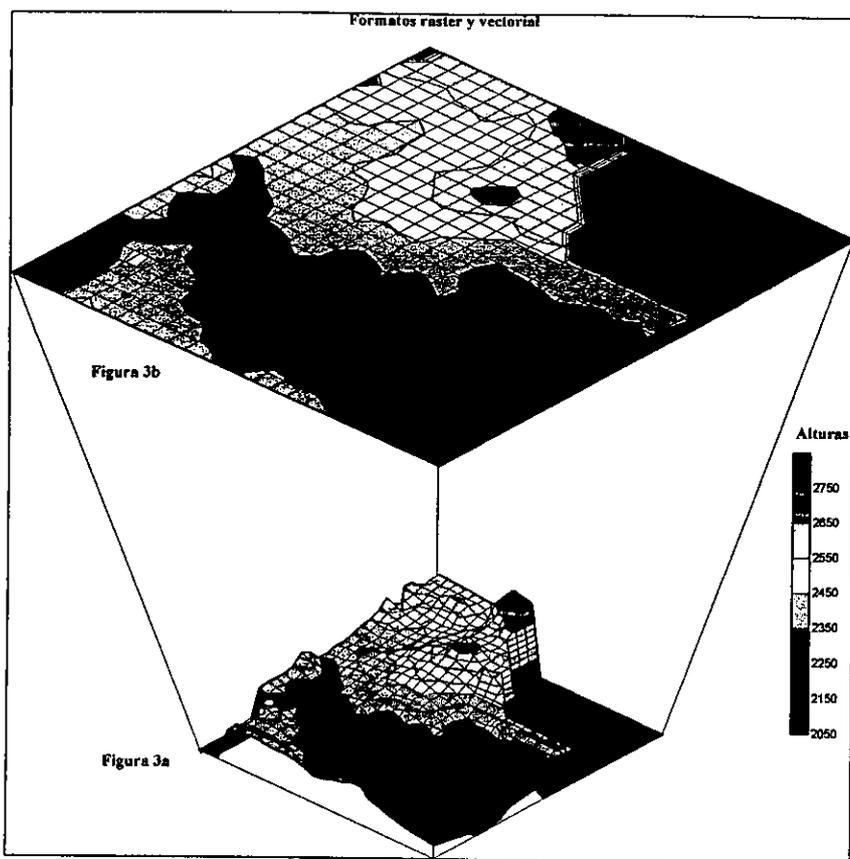


Figura 3. Representación de valores altimétricos a través del modelo vectorial y de una matriz de 26 renglones x 28 columnas de celdas dentro de un archivo raster o malla.

Así, y para ajustar el traslado adecuado del formato vectorial al raster, se generó una malla de 2001 columnas x 2001 renglones, especificando los parámetros espaciales, tales como las coordenadas extremas (cuyos valores son los mismos que el de las coordenadas de los límites extremos del archivo vectorial) y la asignación de un valor inicial para todas las celdas de cero. Lo anterior definió una resolución espacial de 5 metros para cada celda.

Con ambos archivos (vectorial y raster) se procedió a la conversión de las líneas vectoriales a su equivalente en raster. En este proceso de conversión, el archivo raster fue actualizado en sus valores (que inicialmente se definieron como cero) con los atributos de los valores de la línea (en la que cada línea tiene como atributo su altitud), donde los vectores se sobreponían a las celdas (Figuras 4 a 7).

Como se observa en la figura 7, una vez rasterizados los vectores de las curvas de nivel, las celdas toman el valor de altura que les corresponde, en donde existió sobreposición; sin embargo, muchas de estas celdas siguieron manteniendo un valor cero, por lo que hubo que calcularse su valor altimétrico a través de una interpolación de valores.

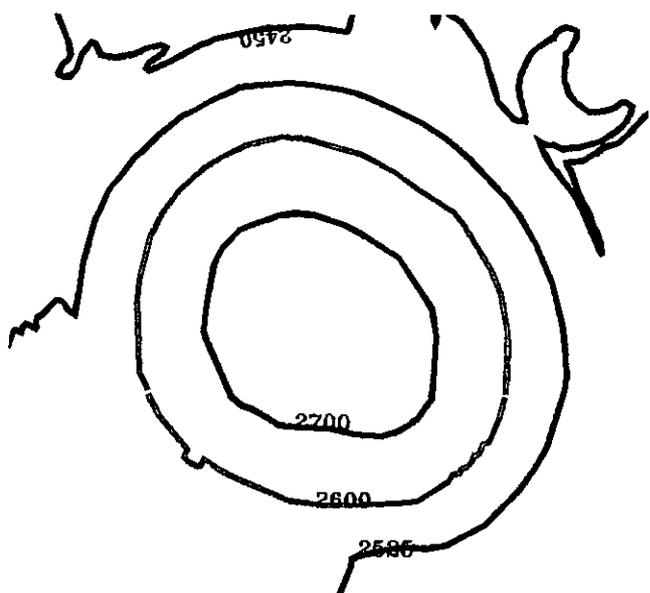


Figura 4. Archivo de vectores originales. Cada curva de nivel posee de atributo el valor de su altura.

0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Figura 5. Archivo raster con valores iniciales de cero para cada celda.

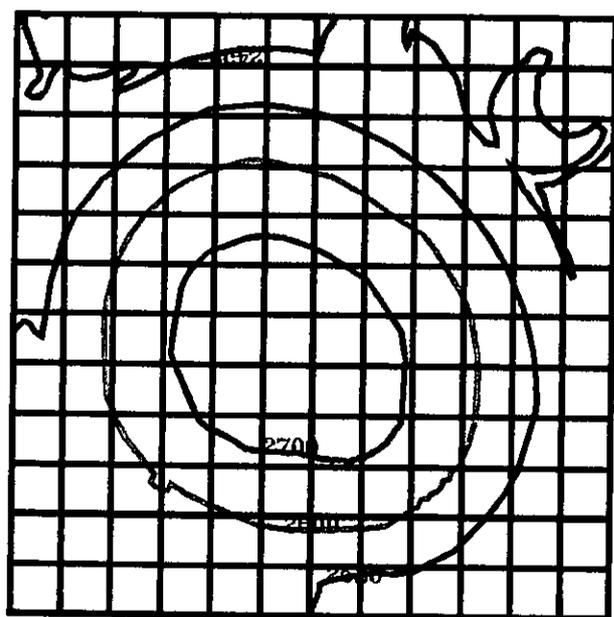


Figura 6. Sobreposición del archivo vectorial sobre el raster. Para ello las coordenadas extremas del archivo raster y vectorial son las mismas.

2450	0	0	2450	2450	2450	2450	2450	2450	0	0
2450	2450	2450	2525	2525	2525	2525	0	2450	2450	2450
0	0	2525	0	2600	2600	2525	2525	0	2450	2450
0	2525	2600	2600	2600	2600	2600	2600	2525	2450	2450
2525	2525	2600	2700	2700	2700	2700	2600	2600	2525	2450
2525	2600	2600	2700	0	0	2700	2700	2600	2600	2525
2600	2600	0	2700	0	0	0	2700	0	2600	2525
0	2600	2600	2700	0	0	0	2700	0	2600	2525
0	0	2600	2700	2600	2700	2700	2700	0	2600	2525
0	0	2600	2600	2600	0	0	2600	2600	2525	2525
0	0	0	0	2600	2600	2600	2600	2525	2525	0
0	0	0	0	0	0	2525	2525	2525	0	0

Figura 7. Las celdas del archivo raster reemplazan su valor por el atributo de altura de las curvas de nivel, en donde estas últimas se sobreponen. Donde no existe sobreposición, el atributo cero se mantiene.

Por lo anterior y debido a que los patrones de variación de la altitud de cada celda son estimados partir de datos puntuales conocidos (los valores de las curvas de nivel); las celdas con valor cero, sólo pueden llegar a estimarse a través de algunos posibles modelos de variación de valores. Resulta así, el problema de seleccionar un modelo para estimar los datos a través de una interpolación.

Por su importancia, las ciencias de la Tierra han dedicado un gran interés al desarrollo de interpoladores, formulando distintos métodos (lineal, inverso de la distancia, kriging, bilineal, etc.) y sus posibles aplicaciones. La mayoría se basan en un modelo de cambio espacial continuo que se puede describir como un suavizado de superficies matemáticamente definidas.

Cada algoritmo de interpolación (Figura 8 a 14) tiene ventajas y desventajas. Algunos son más rápidos que otros, pero tienen menor similitud con los datos reales o tienden a ser más impredecibles en el área donde no hay datos. Así por ejemplo, el inverso de la distancia usa la técnica de promedio ponderado para interpolar los nodos de la malla, a partir de los datos XYZ. La ponderación es inversamente proporcional a la distancia del nodo de la malla, es decir, los datos más alejados del nodo de la malla tendrán menos influencia en su elaboración; este método es relativamente más rápido en los procedimientos de cálculo, pero la similitud con los datos reales es menor que con interpolaciones realizadas por el método de Kriging o el de mínima curvatura.

Kriging se basa en la teoría de la regionalización de variables que sostiene que la variación espacial del fenómeno representado por el valor **Z**, es estadísticamente homogéneo a lo largo de la superficie y por lo tanto, el mismo patrón de variación se puede observar en todos los puntos de la superficie. El método requiere de una investigación interactiva del comportamiento espacial del fenómeno representado por el valor **Z** y el ajustar los datos a funciones matemáticas, para modelar la variación espacial del valor **Z** dentro de los puntos muestreados.

El método de mínima curvatura examina primero todos los datos y activa el nodo más cercano al punto con valor (o promedia los valores), para conservar así los datos originales. Posteriormente, el método aplica repetidamente una ecuación a la superficie con cada interacción (el número de veces que se desee). Cada elemento de la malla se vuelve a calcular, hasta que los cambios sucesivos de su valor sean menores que el error máximo absoluto dado por el usuario, o se alcance el número de interacciones; esto último crea una malla más fina en cada interacción.

Sin embargo, en estos dos últimos métodos son impredecibles los resultados obtenidos para áreas donde no hay datos debido a que se basan en tendencias.

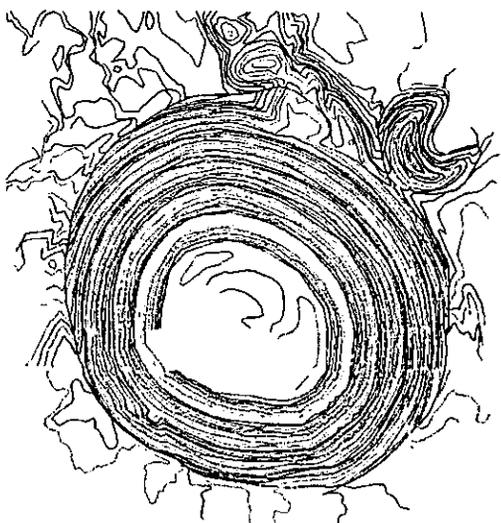


Figura 8. Archivo vectorial del volcán Parícutin, con curvas a cada 5 m.

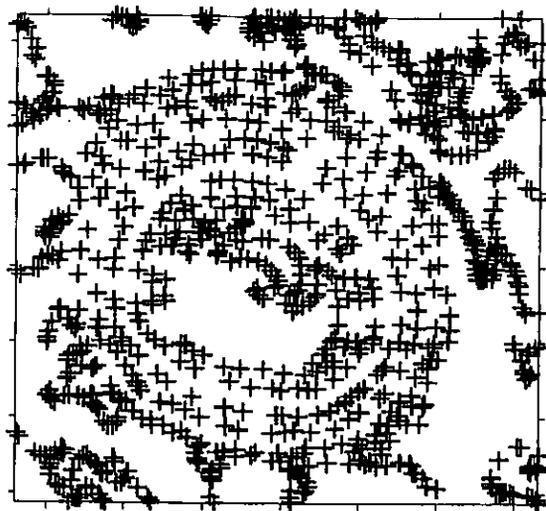


Figura 9. Muestreo de alturas, tomadas del archivo vectorial. Donde cada punto posee un valor altimétrico.

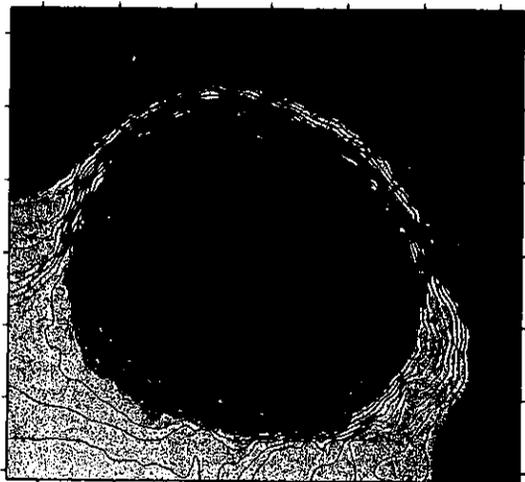


Figura 10. Representación de las curvas de nivel, estimadas a partir del método de interpolación del inverso de la distancia.

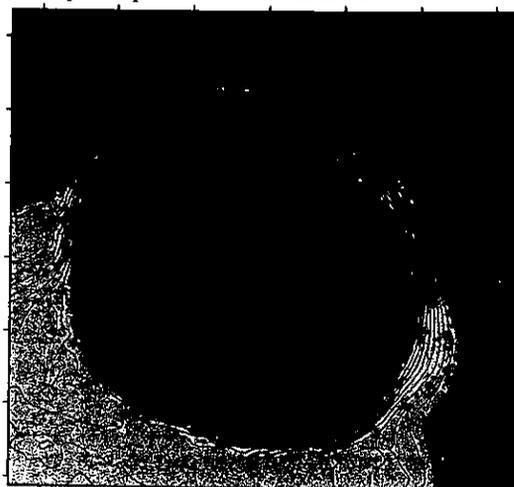


Figura 11. Representación de las curvas de nivel, estimadas a partir del método de interpolación de kriging.

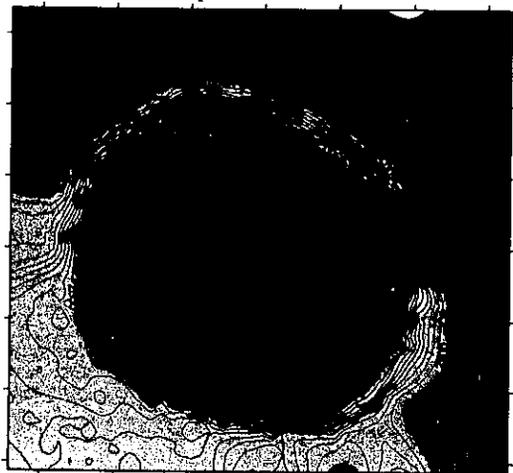


Figura 12. Representación de las curvas de nivel, estimadas a partir del método de interpolación de mínima curvatura.

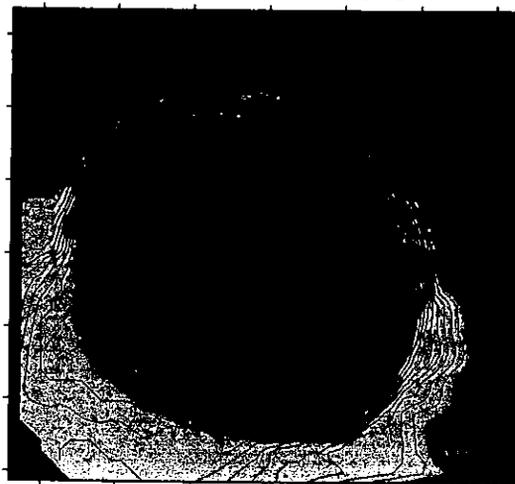


Figura 13. Representación de las curvas de nivel, estimadas a partir del método de interpolación de triangulación.

Por lo anterior, se evaluaron algunas de estas interpolaciones, tomando en cuenta la gran cantidad de información de la que se disponía (con curvas cada 5 m). Se optó por el método de interpolación bilineal (ESRI, 1988), el cual consiste en calcular los puntos de interpolación a partir de los valores de cuatro puntos cercanos dentro de la malla. Su uso se adapta muy bien a superficies con igual espaciamiento en X y Y en sus puntos de muestreo y que pueden no ser completamente rectangulares, asignándoles a aquellas zonas carentes de información un valor reservado de -9999 (también llamado “no dato”) para completar la malla regular.

Con la interpolación de un valor Z se hace una consideración especial para el punto que tiene de vecino al valor -9999. Si el valor Z del punto de la malla más cercana tiene el valor de “no dato”, ese valor es asignado al punto. En caso contrario, cuando la interpolación bilineal se da en la vecindad de puntos de la malla con “no datos”, interviene el punto entre el dato y el valor de -9999, el cual es asignado como valor Z al punto buscado. Si tres de los cuatro puntos vecinos son -9999, al punto se le asigna el valor del punto con valor Z (ESRI, 1988).

Un ejemplo dado por ESRI (1988), de como se haría manualmente la interpolación bilineal se muestra en la figura 14:

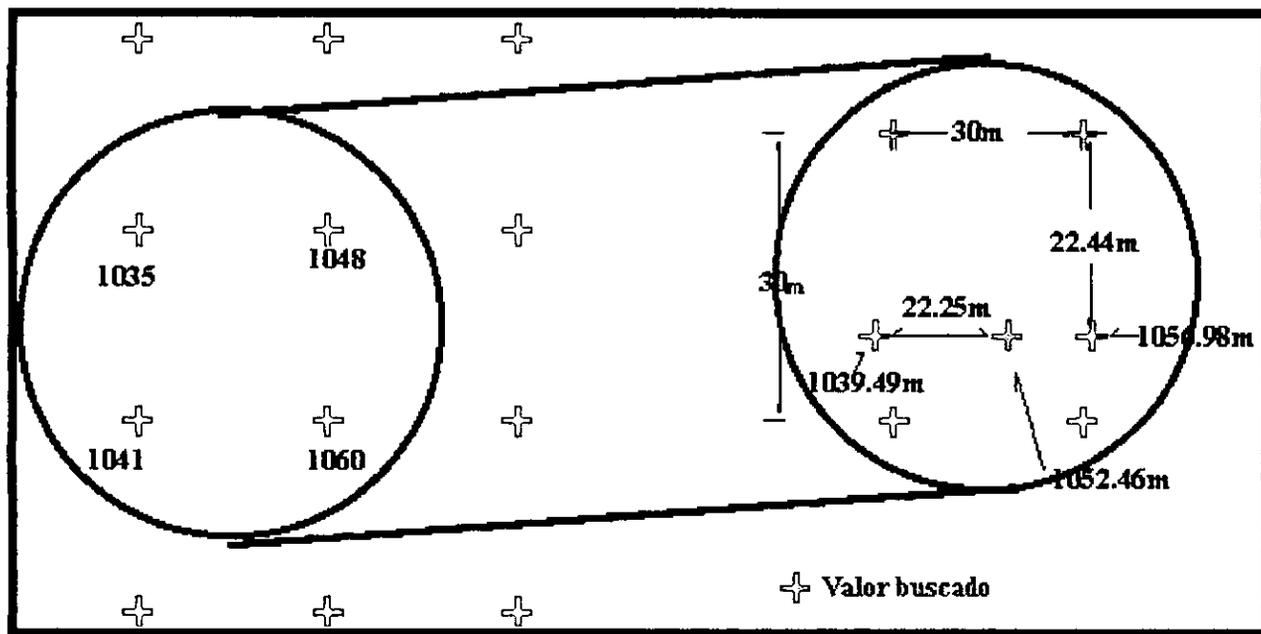


Figura 14. Interpolación bilineal. El valor Z de un punto buscado en la malla, es encontrado por el cálculo de puntos intermedios en X y Y, con ellos y mediante una interpolación lineal se obtiene el valor.

Primero se calcula por interpolación lineal el valor de **Z** para los dos puntos intermedios sobre el eje **Y**. Se calcula el punto intermedio en el eje **Y**:

$$1035 + [(22.44/30.00) * (1041 - 1035)] = 1039.49$$

Después se calcula el punto intermedio derecho en el eje **X**:

$$1048 + [(22.44/30.00) * (1060 - 1048)] = 1056.98$$

y finalmente, se calcula el valor **Z** del punto por interpolación lineal entre el punto intermedio superior e inferior:

$$1039.49 + [(22.25/30.00) * (1056.98 - 1039.49)] = 1052.46$$

Una vez interpolados, todas las celdas que conforman al mapa raster obtuvieron su respectivo valor de altura. Finalmente, de la manipulación de los mapas raster altimétricos, por medio del álgebra de mapas se obtuvo un mapa que muestra las diferencias altimétricas, ocasionadas por la depositación de piroclastos y la acumulación de lava. Mediante este mapa de diferencia de alturas y conociendo el área de cada celda, se obtuvo la distribución volumétrica del material durante los tres primeros años de actividad.

Para comprobar el cálculo se estimó únicamente el volumen del aparato volcánico. Para ello, del mapa de volúmenes general se realizó una extracción de la información, correspondiente al mismo y se le calculó el volumen, considerando tres criterios en el establecimiento de la base del cono:

- a) el nivel de base original, correspondiente a la topografía previa a la erupción;
- b) el nivel dado por la curva de nivel de menor altitud que constituyó al cono en 1946 y
- c) empleando como nivel la curva de nivel de mayor altitud, de la base del cono en 1946.

Asimismo se comparó este método con algunos de los más usados (cálculo y geométrico) y con ello poder establecer el grado de precisión, de ventajas y desventajas. Se aplicó el procedimiento antes descrito a cartografía más reciente proporcionada por INEGI en 1977, lo cual fue punto de partida para la evaluación y caracterización de los procesos erosivo-acumulativos actuales del cono y de los llanos.

Con apoyo en lo anterior y con la incorporación de materiales desarrollados en la metodología propuesta por Morales (1991), para la visualización y análisis de datos, se integraron una imagen Landsat y fotografías aéreas del año 1992, para obtener productos de dos y tres dimensiones que combinan las

ventajas de ambos materiales (alta resolución espacial y espectral) y favorecen la interpretación al resaltar las unidades del terreno a visitar durante los trabajos de campo efectuados de julio de 1991 a julio de 1996.

El trabajo de campo efectuado permitió ubicar y evaluar las características topográficas de tres llanos marginales del volcán Parícutin y uno interno, facilitando con ello conocer las variaciones de los factores de diferenciación de los distintos componentes y elementos del terreno, tanto entre los llanos, como dentro de ellos.

Para la distribución de materiales y su dinámica, se realizó una serie de perfiles topográficos, muestreos de espesores y materiales en distintos periodos, que ayudaron a la delimitación y caracterización de sus distintas subunidades.

En la descripción y análisis de los perfiles de suelo se siguieron los pasos propuestos por Cuanalo de la Cerda (1979) y Hernández S. (1983) para el llenado de hojas de campo en el estudio de suelos. Paralelamente, la recolección y almacenamiento de las muestras de materiales sueltos, para conservar sus rasgos geológicos originales, se realizó mediante la técnica denominada perfiles de laca, usada desde hace más de 55 años por los geólogos E. Voigt, desarrollada por W. Haehnel en Alemania y presentada por la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León en su exposición denominada Murales de la Naturaleza (1989):

La técnica de perfiles de laca consiste en la aplicación de capas de laca diluida con acetona sobre el perfil de suelo de interés. A éste se le es removiendo la humedad del suelo encendiéndole fuego a la laca hasta consumirse totalmente. Sobre la laca seca se fijan tiras de tela de gasa, cubriendo la superficie seleccionada. Esta tela es cubierta con varias manos de laca aplicada con brocha. Se deja secar de 6 a 24 horas según la humedad y temperatura del suelo. Cuando la laca ha endurecido, se procede a separar la tela de gasa de la pared, proceso en el cual la tela trae consigo el material de suelo pegado. El perfil crudo es transportado al laboratorio donde se le repara y perfecciona. Como última etapa el perfil es adherido a una base de madera, aplicando laca concentrada. Para la mejor consolidación de la superficie del perfil, se utiliza un baño de pegamento blanco a fin de llenar los huecos entre las partículas. (Universidad Autónoma de Nuevo León. (1989). Murales de la Naturaleza. p 1-15)

Para el estudio de la erosión pluvial se trabajó principalmente en el cono, a fin de determinar las variaciones en las laderas por las lluvias, tamaño de gotas, intensidad y salpicadura. Para ello se visitó al volcán en los periodos de lluvia de 1995 y 1996, colocando un total de 13 pluviómetros en la base, ladera media, labio y cráter del volcán, con un seguimiento diario y semanal.

En forma paralela y desde 1990, se colectaron las muestras de granulometría, se hizo colecta y seguimiento de la evolución de cobertura vegetal, medición de relictos pluviales y erosión antrópica.

El trabajo de laboratorio consistió en la obtención de parámetros sedimentológicos de los materiales muestreados, como la granulometría por tamizados y agitación mecánica en seco (Ingram, 1971). Para la determinación de las clases se consideró, tanto las clasificaciones por tamaño absoluto, como por distribución de tamaños de las muestras (Fisher, 1983) ponderando como se ve en la tabla 2 la elección de tamices hacia el grupo de las arenas, por ser el material más representativo de las muestras.

Tabla 2. Clasificaciones de materiales con base en su tamaño

Nº de Tamiz usado.	Tamiz en phi	Tamiz en mm.	Materiales según la escala de Wentworth, después de 1922 (Strahler, 1981).	Materiales piroclásticos unimodales y depósitos bien clasificados, Schmid después de 1981. (Fisher, 1983).		Material donde hay mezcla de rocas piroclásticas con epiclásticas, Schmid después de 1981. (Fisher, 1983).			
				Principalmente no consolidados: tefra	Principalmente consolidados: rocas piroclásticas	piroclásticas	Tobitas ("tuffites") (Mezcla de piroclastos-epiclastos)	Brecha conglomerada	
	-2	> 4	Gravas. Camos rodados, guijarros, clinos	Bombas y bloques de bloques o bombas o tefra de bloques o bombas Lapilli: capis, camos de lapilli o tefra de lapilli	Aglomerados y bloques piroclásticos Lapilli: piedra de lapilli	Bombas y bloques brecha piroclástica Lapilli: piedra de lapilli	Aglomerados, brecha piroclástica aglutinada, piedra de lapilli	Tobitas (Mezcla de piroclastos-epiclastos) brecha tobacca	Brecha conglomerada Conglomerado brechoso
1	-2	4	Gravas chinas finas	Lapilli: capis, camos de lapilli o tefra de lapilli	Lapilli: piedra de lapilli	Lapilli: piedra de lapilli	Aglomerados, brecha piroclástica aglutinada, piedra de lapilli	Conglomerados brecha tobacca	Conglomerado brechoso
2	-1	2	Gravas chinas muy finas	Lapilli: capis, camos de lapilli o tefra de lapilli	Lapilli: piedra de lapilli	Lapilli: piedra de lapilli	Piedra de lapilli, Toba (ceniza) gruesa	areniscas tobacca	areniscas
5	0	1	Arenas arenas muy gruesas	Granos de ceniza gruesa, ceniza gruesa	Granos de ceniza gruesa: Toba gruesa (ceniza)	Toba (ceniza) fina	cieno tobacco	Piedra de cieno (silt stone)	
10	1	1/2 (0.50)	Arenas arenas gruesas	Granos de ceniza gruesa, ceniza gruesa	Granos de ceniza gruesa: Toba gruesa (ceniza)	Toba (ceniza) fina	cieno tobacco	Piedra de cieno (silt stone)	
14	2	1/4 (0.25)	Arenas arenas medias	Granos de ceniza gruesa, ceniza gruesa	Granos de ceniza gruesa: Toba gruesa (ceniza)	Toba (ceniza) fina	cieno tobacco	Piedra de cieno (silt stone)	
19	3	1/8 (0.125)	Arenas arenas finas	Granos de ceniza gruesa, ceniza gruesa	Granos de ceniza gruesa: Toba gruesa (ceniza)	Toba (ceniza) fina	cieno tobacco	Piedra de cieno (silt stone)	
23	4	1/16 (0.0625)	Arenas arenas muy finas	Granos de ceniza gruesa, ceniza gruesa	Granos de ceniza gruesa: Toba gruesa (ceniza)	Toba (ceniza) fina	cieno tobacco	Piedra de cieno (silt stone)	
	> 4		Cieno. Sedimentos, aluvión o cieno muy fino	Granos de ceniza fina (granos de polvo) Ceniza fina (poh o)	Granos de ceniza fina (granos de polvo) Toba (ceniza) fina (toba de poh o)	Toba (ceniza) fina	Barro tobacco (Tuffaceous mudstone), lutita (shale)	Barro, lutita	

En forma paralela se determinó la cantidad de agua que puede retener el suelo contra la gravedad o capacidad de campo (León, 1984) empleando para ello la saturación de las muestras y su secado, a través de membranas de presión. También en laboratorio se estimó la permeabilidad para calcular el volumen de agua que pasa en un tiempo determinado por un tubo que contiene la muestra de suelo (Velasco, 1988).

Los análisis anteriores se trazaron con computadora, y su interpretación apoyada en el material de referencia y notas de campo permitieron determinar las condiciones de interacción múltiple, a fin de poder caracterizar las formas del relieve que persisten todavía en éste paisaje volcánico.

6. Marco Geográfico

6.1 Localización

El volcán Parícutin (2780 msnm) apareció el 20 de febrero de 1943 en terrenos de lo que fue el pueblo de San Salvador Parícutin¹, Municipio de Parangaricutiro² en el estado de Michoacán de Ocampo, México. Se sitúa en la provincia fisiográfica del Cinturón Volcánico Mexicano³ a los 19°29'32.43" de latitud norte y a los -102°15'3.43" de longitud oeste, a unos 330 km al oeste de la ciudad de México. El volcán cae entre dos grandes masas montañosas: el Cerro de Angahuan (3292 msnm) al norte y por el sur, al de la estribación norte del Pico de Tancítaro (3860 msnm) dentro de la denominada Sierra de Apatzingán que es uno de los contrafuertes de la Sierra Tarasco-Nahua (Valencia, 1943a) (Figura 15).

Entre las poblaciones más importantes y con base en el INEGI⁴ destacan al este la de Uruapan (215 449 habitantes) y Nuevo San Juan Parangaricutiro (11 299 habitantes), al oeste la de los Reyes (34 596 habitantes), Peribán (10 935 habitantes), Zirósto Nuevo (17 88 habitantes), Santa Ana Zirósto (1 149 habitantes) y Zacán (458 habitantes); al norte las de Cherán (12 753 habitantes) y Angahuan (3 965 habitantes; es el poblado más próximo al volcán), mientras que en su parte meridional se encuentra la población de Tancítaro (4 439 habitantes). La principal vía de comunicación es la carretera federal N° 37 la cual comunica a la ciudad de Uruapan con Paracho y de esta un ramal a 12 km une a las poblaciones de San Lorenzo (2 804 habitantes), Las Cocinas (32 habitantes), Angahuan, Cherán, Zacán, los dos Zirostos, Peribán y los Reyes.

La zona en estudio está comprendida en la carta topográfica elaborada en 1946 por el U.S. Geological Survey a escala 1: 10 000, con intervalos cada 5 metros, donde está representado el volcán Parícutin y las principales zonas devastadas por su lava y ceniza. La superficie cartografiada abarca un

¹ Palabra tarasca que significa: *del otro lado, a un lado del camino, en aquel lado.*

² Palabra tarasca que significa: *con una loma al frente, canoa de agua metida en un paredón o meseta.*

³ Denominado también Mesa Central por Ezequiel Ordóñez, Cordillera Neovolcánica por Robles Ramos, Eje Volcánico por Pedro C. Sánchez.

⁴ Todas las cantidades de población fueron tomadas del: Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, INEGI, Conte 95 de población y vivienda. Resultados definitivos. Tomo I y II.

área irregular de aproximadamente 82.76 km² y tiene como coordenadas extremas limitrofes: 19°27'38.11" y 19°33'19.46" de latitud norte y los -102°12'29.1" y -102°18'20.5" de longitud oeste (Figura 16). El área en su mayoría forma parte de los municipios de Uruapan (72.73% del área) y de Nuevo Parangaricutiro (23.72% del área) y sólo unas pequeñas partes pertenecen a los municipios de Los Reyes (2.32% del área) y Peribán (0.75% del área).

6.2 Orografía

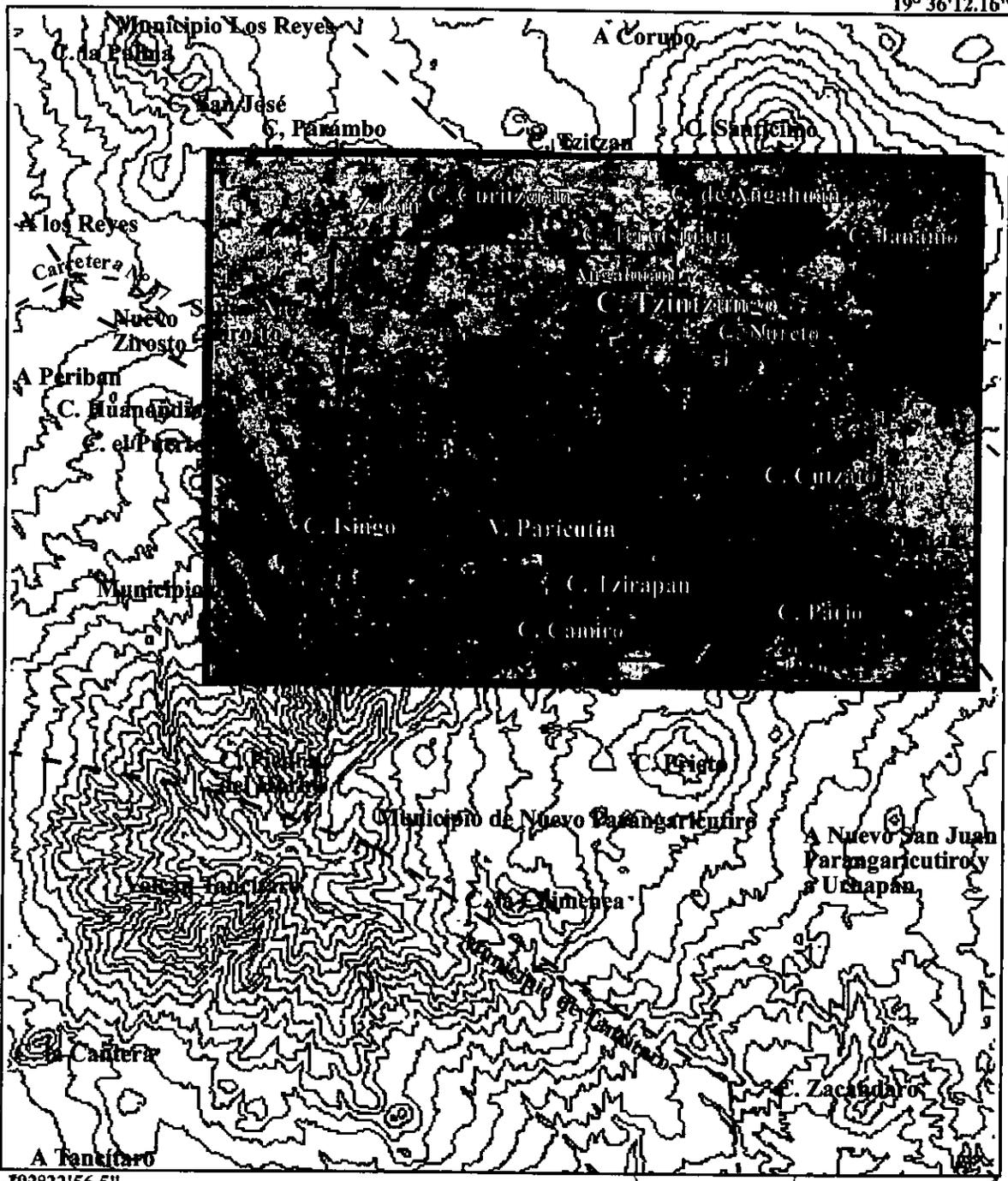
La orografía del área consiste en general, en una serie de formas volcánicas relacionados entre sí, que junto con coladas de lava y superficies de piroclastos, producto del intenso vulcanismo del campo monogenético Michoacán-Guanajuato⁵ dan un panorama de lomeríos que descienden hasta las partes bajas de los valles.

Las descripciones hechas por Ordóñez (1943a y 1943b); Valencia (1943a); Lowdermilk (1947); Segerstrom (1950); Foshag y González-Reyna (1956) entre otros, del relieve en la zona en estudio, antes de la aparición del volcán y tomándolo como centro del área, la caracterizan (Figura 17a) como un terreno llano en general, ligeramente ondulado, y con inclinación sensible de sureste a noroeste y de oeste a este, siendo más pronunciado el declive en el primer sentido. La pequeña cuenca (2275 msnm) donde surgió el volcán estaba rodeada por eminencias y era sumamente espaciosa, teniendo aproximadamente un kilómetro y medio de largo, y como 800 de ancho; era utilizada como tierra de labor (la parcela sur donde se asentó el volcán, era propiedad de Dionicio Pulido, vecino de Parícutin y se llamaba Cuiyutziro⁶ en tanto que la más plana hacia el centro y norte de la meseta se llamaba Quizotcho⁷ y pertenecía a Barbarino Gutiérrez).

⁵ Campo monogenético de unos 40 000 Km² que cubre la parte sur del Estado de Guanajuato y el norte de Michoacán (Luhr y Simkin, 1993)

⁶ Palabra tarasca que significa *Águila, lugar de las águilas*; también llamado: Kuiyutziro por Robles Ramos (1943a y c); Olla de Cuiyutziro, Joya de Cuiyutziro o Cuiyuziro por Ezequiel Ordóñez (1943a y 1945), Valencia R. (1943) y Arias Portillo (1945).

⁷ También llamado Quisocho por Williams H. (1945) y Revueltas J. (1983); Quizochu por Valencia R. (1943) y Quitzocho por Ezequiel Ordóñez (1943a), Foshag (1950 y 1956) y por el Dr. Atl (1950).



-102°22'56.5"
19° 20'42.97"

Altimetría de la República Mexicana

- 7000 - -6000 m
- 6000 - -5000
- 5000 - -4000
- 4000 - -3000
- 3000 - -2000
- 2000 - -1000
- 1000 - -500
- 500 - -200
- 200 - 0
- 0 - 10
- 10 - 20
- 20 - 50
- 50 - 100
- 100 - 200
- 200 - 500
- 500 - 1000
- 1000 - 1500
- 1500 - 2000
- 2000 - 2500
- 2500 - 3000
- 3000 - 3500
- 3500 - 4000



Altimetría de Michoacán

- 0-50 m
- 50-100
- 100-200
- 200-500
- 500-1000
- 1000-2000
- 2000-3000
- 3000-4000
- > 4000

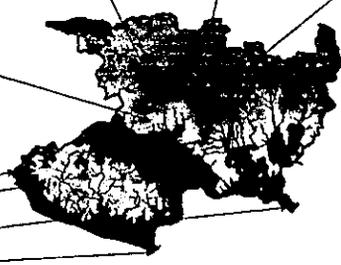


Figura 15. Localización de la zona en estudio

Los mapas de altimetría muestran la ubicación de las principales elevaciones y específicamente dentro del Estado de Michoacán, se observa hacia la parte norte de la figura, parte de la prolongación occidental del Cinturón Volcánico Mexicano. Dentro de esta provincia y empleando curvas de nivel a cada 100 m, así como un recorte de una imagen Landsat, se hace la representación de la zona en estudio, mostrando que el volcán se sitúa entre dos grandes masas montañosas: El Cerro de Angahuan al Norte y el Pie de Tancitaro al Sur. Dentro de la imagen Landsat, los tonos de color oscuro, representan al volcán Parícutin y su derrame; los manchones rojos, representan zonas cubiertas por vegetación y los tonos azulados a los campos de ceniza.

La cuenca estaba limitada al norte y noreste por los cerros Cuezueño⁸, Capatzun⁹ y Equijuata¹⁰ junto a las Lomas de Guaririo y Arátiro,¹¹ esta última era un antiguo cono volcánico formado por tres cráteres bien preservados y encadenados, cuyas profundidades eran de entre 50 y 70 m. unidos por una sola cresta, más baja hacia las tierras de Quizotcho. Al oriente se levantan los cerros Curupichu y Pancingo, hacia el sureste el cerro de Tzirapán y un derrame que forma la llamada Loma Larga¹² que no presentaba un fuerte abarrancamiento para esta época; hacia el sur los cerros de Camiro y de Nurendiro, todos ellos unidos por lomeríos de escasa altitud. Por el suroeste está limitada por la Mesa de Cocjarao y al oeste y noroeste por los cerros de Coaxadarán, Corucjuata y Canicjuata¹³ afectados fuertemente por erosión. Entre éste último y el de Arátiro se forma la cañada que proporciona salida a la cuenca hacia el noroeste por el llamado Arroyo de Parícutin, cuya principal cabecera estaba entre el Cerro Canicjuata y la alta terraza de lava Mesa Cocjarao. Se comunica con el poblado de San Salvador Parícutin por una cortadura del terreno angosta y relativamente profunda. Tal arroyo se une más adelante a la barranca principal que drena todo el valle de Parangaricutiro y forma parte de la cuenca alta del Río Itzicuaró, el cual fluye hacia el oeste, a la cuenca de los Reyes y de ahí al Río el Marqués, para unirse finalmente al el Río Balsas.

Durante la actividad de más de 9 años (Figura 17b), la dinámica del paisaje se modificó drásticamente por la caída de ceniza y la salida de lava, mismos que fueron casi constantes desde el inicio. De las numerosas descripciones -Robles Ramos (1943c), Arias Portillo (1945), Bullard (1947b y 1950), Ordóñez (1947), Egger (1948, 1959a y 1959b), Krauskopf (1948a y 1948b), Dr. Atl (1950), Segerstrom (1950 y 1960), Foshag y González Reyna (1947, citada por Bullard en 1950 y 1956), Rodríguez (1993), Luhr y Simkin (1993), Fries y Gutiérrez (1951 y 1954, citados por Bullard en 1950- podemos resumir los cambios de la siguiente manera:

⁸ También llamado Cuzueño por Wilcox (1947b y 1948) y James C., C. (1948).

⁹ También llamado Capatzin por Wilcox (1948) y Barnes V. E., (1948).

¹⁰ También llamado Iquijuata por Valencia R. (1943) y Quijuata por Lázaro-Jiménez S. (1993).

¹¹ Palabra tarasca que significa *Cerro de los Pozos*; también llamado Jarátiro por Wilcox (1947a y 1947b), Bullard (1947b) y Foshag, W. F. (1956).

¹² Algunos autores la sitúan hacia al sur-suroeste del Cerro Canicjuata, y --otros como en este trabajo-- al noroeste del Cerro Tzirapan

¹³ Palabra tarasca que significa flecha; también llamado por otros autores: Caninciro por Wilcox (1948) y Segerstrom (1950); Kanincua por De la O., Carreño, A. (1943a); Canujuata y Canijuata por Ordóñez (1943a); Caninjuata por Waitz, P. (1943a) y Kaninjuata por Webber, W., J. (1944).

Lo que fue el campo de cultivo de Cuiyutziro, quedó cubierto por grandes cantidades de ceniza, escoria y bombas volcánicas que construyeron rápidamente el cono principal (Ver anexo A. sección 10.1) con pendientes externas de 31° a 33°. En las primeras 24 horas creció 30 m. al doble al tercer día, al doble al sexto día, alcanzando los 148 m el primer mes, y 336 m al primer año, de aquí tardó ocho años para crecer 21% más, alcanzando 424 m al cese de su actividad en 1952 (Luhr y Simkin, 1993). El cono, aunque alcanzó grandes alturas en varias épocas de su historia (por ejemplo, en 1946 alcanzó los 350 m de altura, el 21 de febrero de 1947, los 360 m y el mismo día, pero de 1950, los 397 m), éstas se perdieron (casi una tercera parte del cono entre 1943 y 1944) debido a las numerosas explosiones, derrumbes y sepultamientos de su base por fuertes espesores de lava y ceniza que se depositaron y que le dieron un aspecto más pequeño.

Numerosas bocas se formaron en la base noreste (Sapichu, Nuevo Juatita¹⁴, etc.), suroeste (Taquí) y sur-suroeste (Ahuán) del cono principal. Destacan cinco bocas el 18 de octubre, de las cuales, una de ellas dio origen al día siguiente al cono adventicio denominado Sapichu¹⁵ que alcanzó cerca de 70 m y desarrolló la forma de herradura conforme la lava rompía su lado noreste.

Bullard en 1947 clasificó las bocas en dos tipos: a) primarias, que daban origen a los principales flujos, de larga vida, volumen y gran contenido de gases (Sapichu, Los Hornitos, etc.) y b) secundarias, desarrolladas a lo largo de los márgenes de los flujos y las lenguas de lava; éstas no se encontraban alineadas y se formaban en cualquier punto. Las bocas primarias cambiaron momentáneamente la forma del cono principal, al producir deslizamientos que rompían temporalmente su forma geométrica perfecta, la cual se recuperaba por la enorme cantidad de piroclastos que se depositaban.

Los flujos de lava empezaron a surgir en las primeras veinticuatro horas, a través de la base del cono, muchos de los cuales recibieron el nombre de la boca por la cual era expulsado, o por el lugar donde se dispersaban (flujos Quitzocho, Pastory, Mesa el Corral, Parícutin, Quiquicho, La Lagunilla, Sapichu, Taquí, Ahuán, etc.). La topografía local del terreno y sus cambios por sobreposición de lavas, así como las características de la lava, facilitó las invasiones de los flujos e hicieron que el perfil general de todo el campo de lava quedara definido a fines de 1944, ya que las subsecuentes corrientes, hasta 1952 recubrieron a los flujos más antiguos o se inyectaron dentro de otros, o bien sepultaron áreas internas que

¹⁴ También llamado Juatito y Nuevo Sapichu por Wilcox (1947b) y Harvey-Pough, F. (1950).

¹⁵ Palabra tarasca que significa *pequeño, muchacho, joven*; también llamado Zapicho por Valencia R. (1943), Harvey-Pough, F. (1944) y Ordóñez (1945); Sapichu por Foshag, W. F. (1956).

aún no habían sido afectadas por flujos previos, mostrando con ello qué tan complejo puede volverse un campo de lava, aun cuando su construcción no es alterada mas que por la caída de ceniza.

Las lavas fueron del tipo AA, escoriáceas con fragmentos angulosos o AA de escorias vesiculares, cuyo represamiento ocasionaba elevaciones aisladas y numerosas formas irregulares (por ejemplo, en 1944 la llamada Mesa de los Hornitos, producto del sepultamiento y encharcamiento de la boca Taquí, en la parte sur del cono formaría lo que Ordóñez cita como la zona de los volcancitos). Algunas lavas escurrían lentamente en esa superficie irregular o bien desaparecían en unos cuantos minutos, cambiando su velocidad y dirección. Entre estas formas caprichosas, está el llamado Borde Quitzocho, formado el 10 de junio de 1943 y sepultado por otros flujos en 1947. Este borde se formó por un alineamiento al noroeste, de montecillos extendidos desde la base del volcán, hasta el flujo Mesa del Corral, al pie del cerro Arátiro. Al finalizar la emisión de lavas el 25 de febrero de 1952, el área total del campo de lava fue de 24.8 km^2 y un volumen aproximado de 1.4 km^3 .

Se formaron las *playas*, llamadas así por Egger en 1948 y por Segerstrom en 1966, como áreas de charcas asociados a campos de lava, y que localmente los agricultores llamaron más tarde *llanos*. Estos se forman de depósitos de ceniza, suelo antiguo y materia orgánica acarreadas de los cerros adyacentes, por escorrentía que era bloqueada en un principio de manera natural y posteriormente con ayuda humana, sobre los bordes de los flujos de lava. Por lo anterior, fue predecible desde 1945 que estos sitios pudiesen prontamente sostener vida vegetal. Para 1950, tales depósitos eran mucho más extensos y profundos, siendo los primeros campos de cultivo después de terminada la erupción.

Por su parte, los cerros de aledaños se vieron fuertemente afectados, por la depositación de ceniza en sus laderas (desde centímetros a varios metros de espesor), lo que incrementó los procesos erosivos en época de lluvias, y por el sepultamiento parcial o total de algunos de ellos con lava. Entre los casos más sobresalientes podemos citar:

Cerro Arátiro, cuya base (de 2375 msnm) es invadida en 1943 por la lava del flujo Sapichu y posteriormente en agosto de 1944 su borde sur se sepulta por ramales del flujo Taquí, cubriéndose finalmente en diciembre de ese año los tres cráteres que lo formaban.

Los Cerros Capatzun (2460 msnm) y Equijuata poseían un espesor de 2 m de ceniza en 1945, pero debido a las fuertes pendientes de la ladera oriental del Equijuata y norte del Capatzun, así como a la

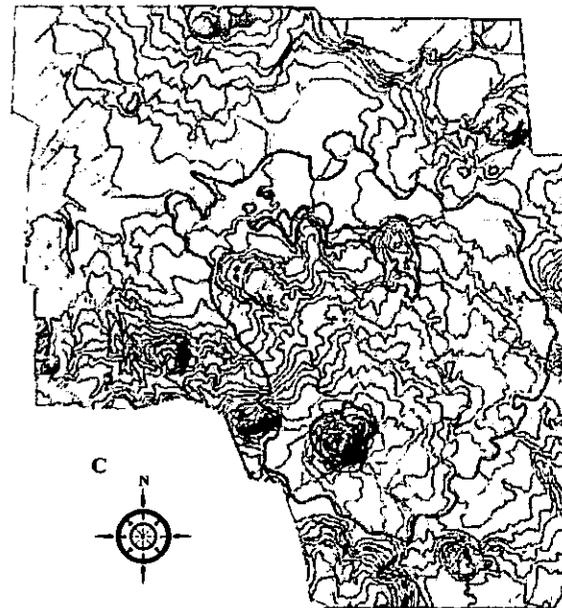
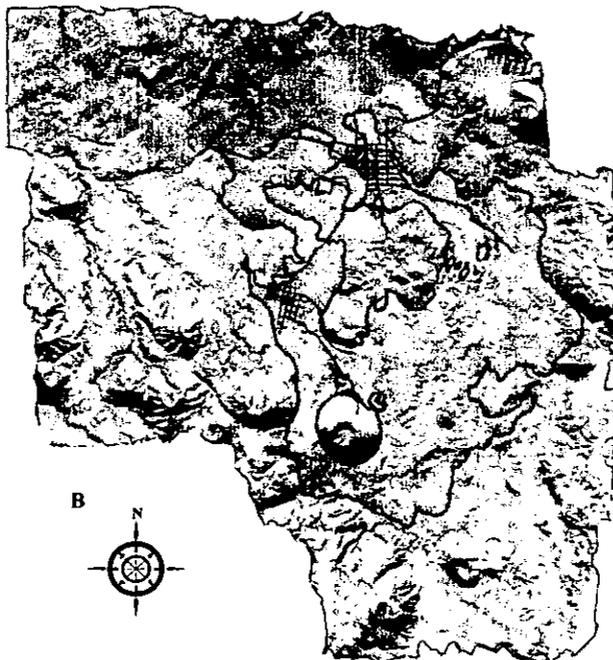
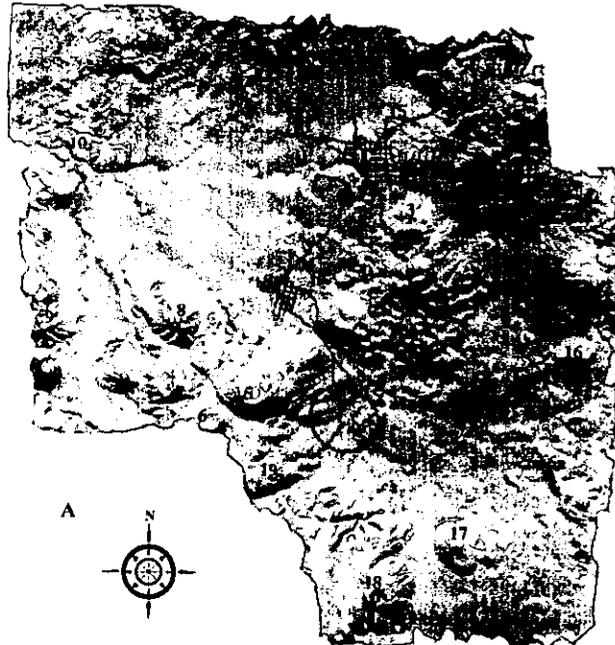
carencia de cobertura vegetal. ambos fueron en gran medida limpiados en 1946. Para 1959, el lado norte del Capatzun estaba completamente libre, a excepción del talud en forma de depósito y su ladera sur que seguía con gran cantidad de ceniza, pero numerosos barrancos lo afectaron llegando a cortar hasta el suelo original. Esto ocurrió de manera similar en otros cerros aledaños. Segerstrom (1960) menciona que el grado de remoción de la ceniza fue durante los tres primeros años (de 3 a 4 veces mayor a la erosión normal hasta 1944), superior a la de la siguiente década (de 1 a 2 ordenes mayor).

Los conos Canicjuata (a un kilómetro al noroeste), Corucjuata (a tres kilómetros al noroeste) y las vecindades del Coaxadarán (a cinco kilómetros al oeste-noroeste) poseían un manto de ceniza de 10.83, 3, y 1.5 metros respectivamente en 1946; trece años después, debido a la remoción en masa, al abarrancamiento y lavado de ceniza, gran parte de sus cimas se encontraban casi libres de este material. Rodríguez en 1993 menciona que “La barrera topográfica que los cerros de Canicjuata y Corucjuata impusieron al derrame del volcán Parícutin, resultó en la formación de bordos o “levees”, los cuales constituyeron límites abruptos de las corrientes de lava, mismos que según Segerstrom en 1950, contrastan con los frentes de lava ubicados al norte, los cuales prácticamente no tuvieron ninguna restricción topográfica y presentan límites mucho menos abruptos”.

El cerro Tzirapán, cerca del borde sureste del campo de lava, contaba con 1.4 m de ceniza en 1946, pero para 1959, el cono estaba abarrancado en todos sus lados. Donde los espesores de ceniza eran mayores de tres metros se presentan facetas triangulares, producto de una disección madura de la ceniza. Loma Larga, en 1946, es un caso típico de ésta; los espesores eran de más de cinco metros.

Fuera de la zona en estudio, Egger menciona que en 1948 “en el Tancitaro la mayor cantidad de ceniza para 1945 era de 35 cm y se incrementaba a 80 cm cerca de la base norte. En algunas zonas rocosas cerca de la cima la ceniza se ha deslavado casi al mismo tiempo que cae y las plantas han continuado creciendo durante la erupción” (Egger, 1959b).

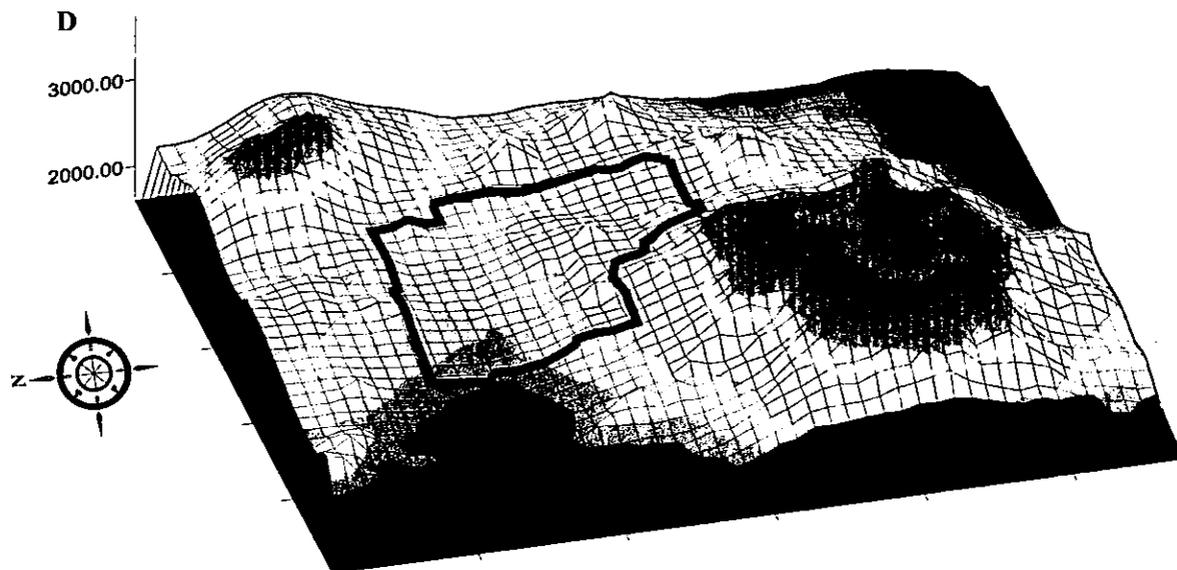
Al terminar la actividad (Figura 17c), Segerstrom (1966) determina que el Parícutin y sus alrededores se aproximan a la estabilidad para el año de 1965. En 1993, Inbar indica que a diferencia de lo previsto por Segerstrom, los gradientes de erosión se encuentran todavía en un “50% arriba de lo normal, con tendencias de rangos lentos de erosión que pueden extender por décadas o centurias, hasta completar la recuperación de las áreas”.



Área de Estudio

Leyenda:

- 1 Cuiyutziro
- 2 Cerro Arátiro
- 3 Cerro Capatzun
- 4 Cerro Equijuata
- 5 Cerro Canicjuata
- 6 y 6a Loma Larga
- 7 Cerro Turajuata
- 8 Cerro Corucjuata
- 9 Cerro Coaxadarán
- 10 Río Itzcuaró
- 11 Poblado de San Salvador Paricutín
- 12 Poblado de San Juan Parangaricutiro
- 13 Poblado de Angahuan
- 14 Cerro Tzinzungo
- 15 Campo Cuezño
- 16 Cerro Curupichu
- 17 Cerro Tziripán
- 18 Cerro Camiro
- 19 Cerro Cocjarao



Altimetría

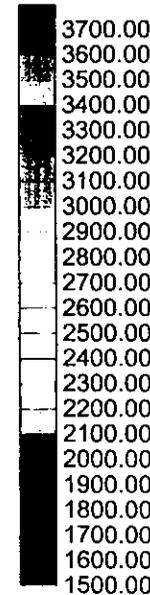


Figura 17. Características del relieve en 1934, 1946 y 1977

Los modelos digitales en sombra, representan la sucesión del relieve mostrando el relieve nueve años antes de la erupción como un terreno en general llano con inclinaciones sencillamente de sureste a noroeste. Mientras que tan solo a tres años de iniciada la actividad la dinámica del paisaje se modificó drásticamente por la caída de cenizas y la salidad de lava. Así en la actualidad el Paricutín y sus alrededores se aproximan a cierta estabilidad con rangos lentos de erosión. Esta zona irregular es mostrada en un contexto más general en el modelo digital de elevación, con el que se observa los desniveles locales desde los 2100 m para las partes más bajas a los 2800 m para las más altas.

Para el cono, según Eggler (1959b), los dos cambios más marcados en 1959, respecto a 1950, fueron la presencia de muchas plantas alrededor del borde del cráter (en 1957 Segerstrom encuentra líquenes y dos especies de angiospermas en el borde del cráter) y la gran cantidad de fisuras y deslizamientos que tenían lugar dentro y hacia afuera del cráter, causando como efecto general que se hiciera ligeramente más ancho en la base y un poco menos alto.

Segerstrom (1966) hace notar la presencia en el cono de abanicos de lapilli, en 1965, similares a los vistos en 1957, los cuales se extendían cerca del borde del cráter hacia abajo de las laderas sur y noroeste de la base, lo que sugería una cierta estabilidad del cono. La diferencia más notable entre estas dos fechas fue la ausencia de deslizamientos de rocas, casi continuas en la pared interna oeste, en 1957. Para estas fechas los materiales piroclásticos seguían siendo muy gruesos y permeables para la formación de flujos que corten al cono.

Para 1990 Inbar determina que la profundidad del cráter decrece de 50 m que tenía en 1957, a 40 m, debido al relleno por deslizamientos de los bordes de las paredes. En su primer visita en 1972 a la zona, Inbar observa remanentes de la ceniza depositada por la erupción y para 1987 casi había desaparecido. También hace notar la presencia de algunos canalillos en las partes bajas, indicio de erosión pluvial, aunque no encontró evidencia de un drenaje centripeto. Otro cambio importante señalado por este autor es la presencia de erosión antrópica sobre el flanco suroeste, producto del constante descenso de los turistas.

En 1997 el corredor anteriormente citado presentaba una gran profundidad de más de 3 m, con sus réplicas en las laderas internas y externas norte y sur. Se presentan además, marcadas diferencias de estabilidad en las laderas internas, ocasionadas por la cobertura vegetal y por procesos de hidrotermalismo que ha ocasionado remoción en masa para la ladera sur. En la base existen también diferencias en cuanto a procesos de erosión pluvial, producto del arreglo granulométrico y por las variaciones de lluvia y condiciones de fitoestabilidad de las laderas.

Eggler en 1959 reporta que las coladas acumularon materiales finos en grietas y depresiones que provocaron el desarrollo de la sucesión primaria de vegetación en 1950 con algas, musgos y helechos. Para 1990, Inbar reporta que la mayoría de los bordes de lava fueron cubiertos por plantas y sometidos a procesos de intemperismo, de desarrollo de suelos e integración de drenaje a lo largo de los frentes.

En 1997 es notable la diferencia entre los frentes norte y sur de la colada. El primero, con una menor cobertura de ceniza y altos desniveles, se ha visto afectado fuertemente por la influencia del hombre, al abrir caminos de terracería para la comunicación entre las poblaciones (principalmente de Nuevo San Juan Parangaricutiro) y los campos de cultivo, así como para facilitar el acceso al turismo. El frente sur de la colada, sepultado en gran parte por ceniza, presenta en su extensión solamente las crestas más altas que sirven como abrigo a las comunidades de plantas, y en su superficie, y sobre todo en su frente, la disección se incrementa. Un aspecto notable en algunos puntos de los derrames al sur del volcán, es que pese a la gran infiltración, se llegan a formar charcas temporales durante lluvias fuertes.

Los *llanos* se desarrollaron no sólo alrededor del campo de lava, sino también en éste. En 1985 Inbar estima que cubrían un área de 5.06 km², la mayoría de ellos ubicados en la porción oriental del campo de lava, ya que el reacomodo de la red fluvial permitió que del lado oeste los tributarios ya no fueran represados, drenando hacia el campo de lava y fuera de éstos. Algunos de los campos de ceniza presentan formación de túneles que conducen posteriormente a asentamientos del terreno.

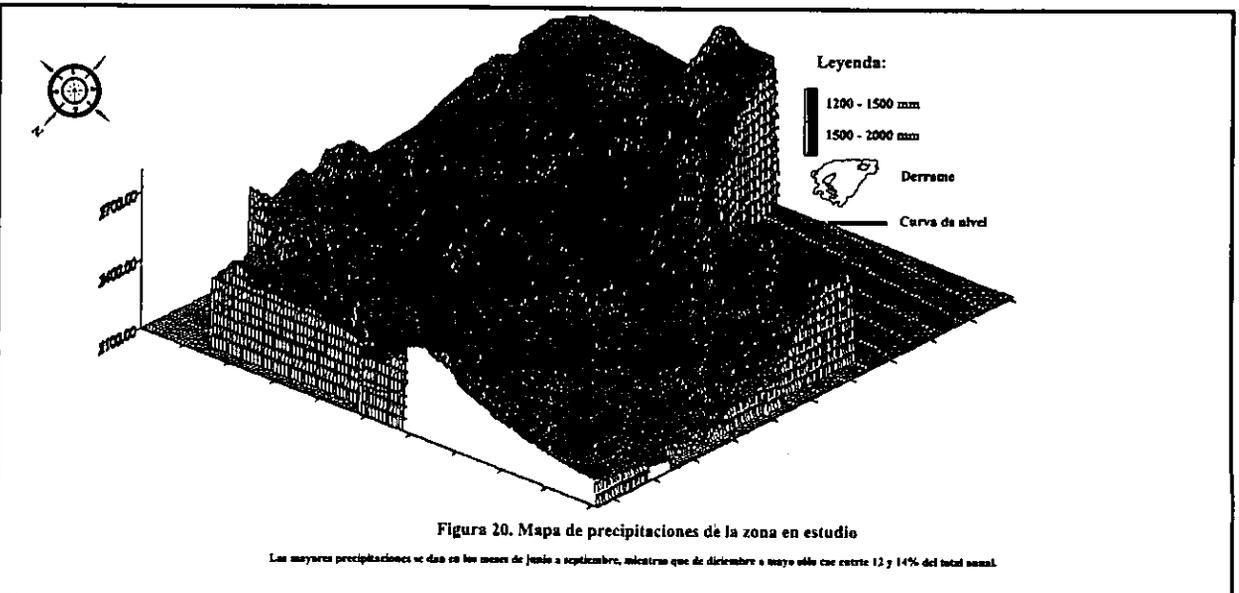
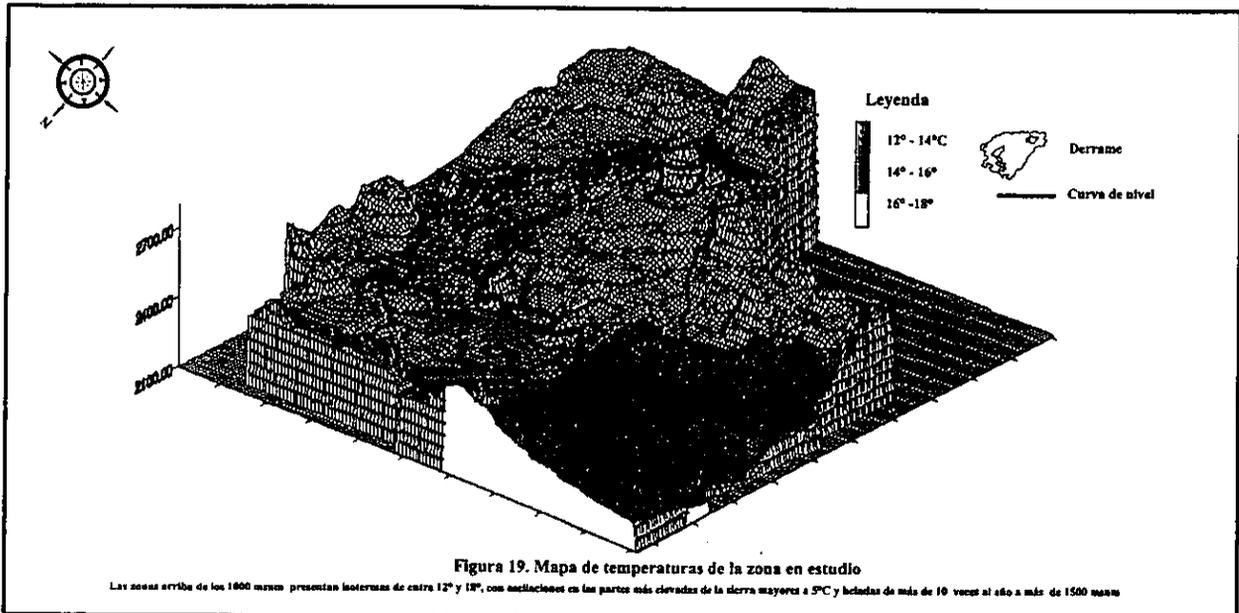
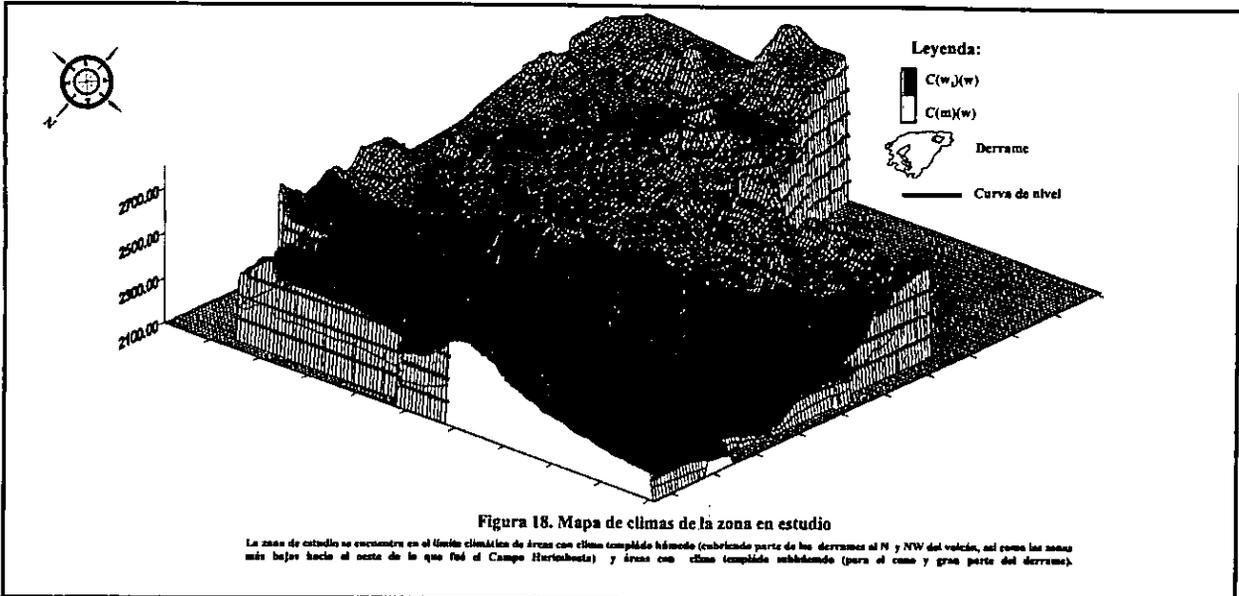
Los cerros aledaños (como el Capatzun y Equijuata) en la primera mitad de la década de 1990, presentaban un fuerte repoblamiento de vegetación, la ceniza había sido casi completamente removida hacia las partes bajas, quedando manchones sobre las lomas que unen a ambos cerros. Las laderas de ambos cerros se ven afectadas por procesos fluviales que cortan incluso parte del suelo preeruptivo. En la base noroeste del Capatzun se presenta la depositación en forma de abanicos aluviales hacia uno de los llanos.

Los cerros Canicjuata, Corucjuata y Coaxadarán siguen con un fuerte cubrimiento de ceniza que aunado a la fuerte disección de sus laderas, hace que se presenten procesos de remoción en masa y se profundicen barrancas, tanto en laderas, como en sus bases y sobre todo, en las zonas de contacto entre éstos y el derrame del Parícutin (por ejemplo, en la base sur del Canicjuata la barranca presenta profundidades de 15 a 20 m y anchos de 5 a 10 m).

6.3 Clima

La zona en estudio, al igual que el resto del Estado de Michoacán y del país, no cuenta con estaciones meteorológicas, termoplumiométricas o pluviométricas suficientes, las existentes no tienen una distribución regular y muchas de ellas no cuentan con un registro continuo de datos. A grandes rasgos y con base en los trabajos de Correa (1974 y 1979), García (1981) y la cartografía 1:500 000 compilada del mapa 1:1 000 000 de climas, temperaturas y precipitaciones, del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (1985), podemos mencionar que la zona se encuentra en el límite climático de la clasificación de Köppen, modificado por García (Figura 18) de dos zonas con características **C(m)(w)** (clima templado húmedo con abundantes lluvias en verano, de más de 10 veces el mes más húmedo de la mitad del año que se encuentra en verano que en el mes más seco y con la precipitación del mes más seco menor a 40 mm, así como un porcentaje de lluvia invernal menor al 5% y, un cociente de precipitación entre temperatura menor de 43.2) y **C(w₂)(w)** (clima templado subhúmedo con lluvias en verano; es el más húmedo de los húmedos por tener un cociente de precipitación entre la temperatura mayor de 55 y un porcentaje de lluvias invernales menor al 5%, el más húmedo).

Las temperaturas (Figura 19) para la zona en estudio arriba de los 1000 msnm presentan isotermas de entre 12 y 18 °C, con oscilaciones en partes de la sierra, mayores a 5 °C y heladas de más de 10 veces al año a más de los 1500 msnm. La precipitación (Figura 20), al igual que la temperatura, presentan cambios importantes entre sus rangos (1200 a 2000 mm anuales), si se toma en cuenta la relativa reducida distancia en la zona. Lo anterior es debido principalmente a la distribución del relieve, los vientos alisios y ciclones tropicales en verano y parte de otoño. La abundancia de precipitación en los meses verano es causada por vientos alisios de dirección noreste procedentes Golfo de México y corrientes del Pacífico que acarrearán nubes y ciclones tropicales hacia el Estado, por las diferencias de presiones barométricas y las hacen ascender y chocar en el sistema montañoso, para dar origen a precipitaciones de tipo orográfico y de convección local; a su vez, la escasez de precipitación en los meses de invierno, se asocia a la invasión de masas de aire frío y seco del norte, producto de bajas presiones en la parte sur del Estado y altas en el norte.



Aunado al relieve, a la vegetación e hidrología, que contribuyen a la formación del microclima que influye en los procesos exógenos del lugar; las erupciones alteraron las condiciones previas, pero, como menciona Bullard en 1950, no pueden precisarse por carecer de datos. Para este periodo el único observatorio cercano y con información para los años de 1922 a 1942, era la estación Uruapan, a unos 21.5 km al sureste del volcán. Con base en esto, las observaciones y narraciones de los locales, autores como Valencia (1943a) y Arias Portillo (1945) consideran que el clima de la comarca era templado húmedo por altitud, sin estación fría bien definida; el descenso de temperatura nocturno entre octubre y marzo provocaba algunas heladas, y no era inusual la caída de nieve sobre el Tancitaro. La estación seca era en primavera, mientras que en verano y otoño se presentaban precipitaciones pluviales abundantes con algunas granizadas de mayo a agosto.

William Foshag en 1956 menciona: “la opinión local de los indígenas es que no ha habido aparente cambio en el verano tormentoso en cantidad de precipitación. Sin embargo se notó que en la fuerte caída de ceniza de 1943 la formación de nubes se daba abajo de la fuerte nube de cenizas. La lluvia se atribuía a la condensación en la columna eruptiva”. Así mismo Arias (1945), hace notar la alteración en el comportamiento de los elementos climáticos en un radio de 9 km alrededor del volcán, tanto en la dirección e intensidad de vientos, como en la ampliación de los periodos de heladas, lluvias más copiosas y de carácter irregular, así como temperaturas más extremosas. Ante esto se empezaron a recolectar los datos de otras estaciones, tales como los Reyes, a 26 km al oeste-noroeste con datos completos para el año 1946; los de Peribán, a 19 km al oestenoeste, con datos sólo de lluvia de 1943.

Kenneth Segerstrom instala a principios de julio de 1946, por parte del *U.S. Committee for the Study of Parícutin*, un calibrador de lluvia en el volcán Cuezño, a 5.5 km al norte del Parícutin y en Arátiro, a 1.5 km al norte y se toman también algunos datos en el Cerro de Equijuata.

Con base en observaciones de Ray Wilcox, Carl Fries y propias, Segerstrom en 1950 menciona que los meses de febrero a abril son los más secos del año, y de junio a septiembre los más húmedos, mientras que de diciembre a mayo sólo cae entre un 12 a 14% del total anual. También hace notar que cerca del 90% de la lluvia en la época húmeda cae en los primeros 30 o 60 minutos y en pequeñas áreas; las más fuertes generalmente precedidas por granizadas. Por su parte, las temperaturas no cambian gradualmente, siendo los promedios de temperaturas extremas para los inviernos de entre 4 a 20 °C y para los veranos de entre 13 a 22 °C. Los vientos superiores dominantes son del oriente en verano o época de

uivias. En invierno, o época seca, provienen del cuadrante occidental, mientras que los vientos de superficie generalmente son del oeste, y cualquier variación de este patrón es notable.

Desafortunadamente, no fue posible contar con los datos fuente originales¹⁶ (precipitación media mensual) de las estaciones más cercanas: Arátiro, Cuezefío y Equijuata citados por varios autores, además, estas estaciones no se mantuvieron después de terminada la actividad. Con objeto de establecer las características¹⁷ del clima local de la zona en estudio¹⁸, se promediaron los valores de las tres estaciones y se obtuvo la gráfica correspondiente (figura 21).

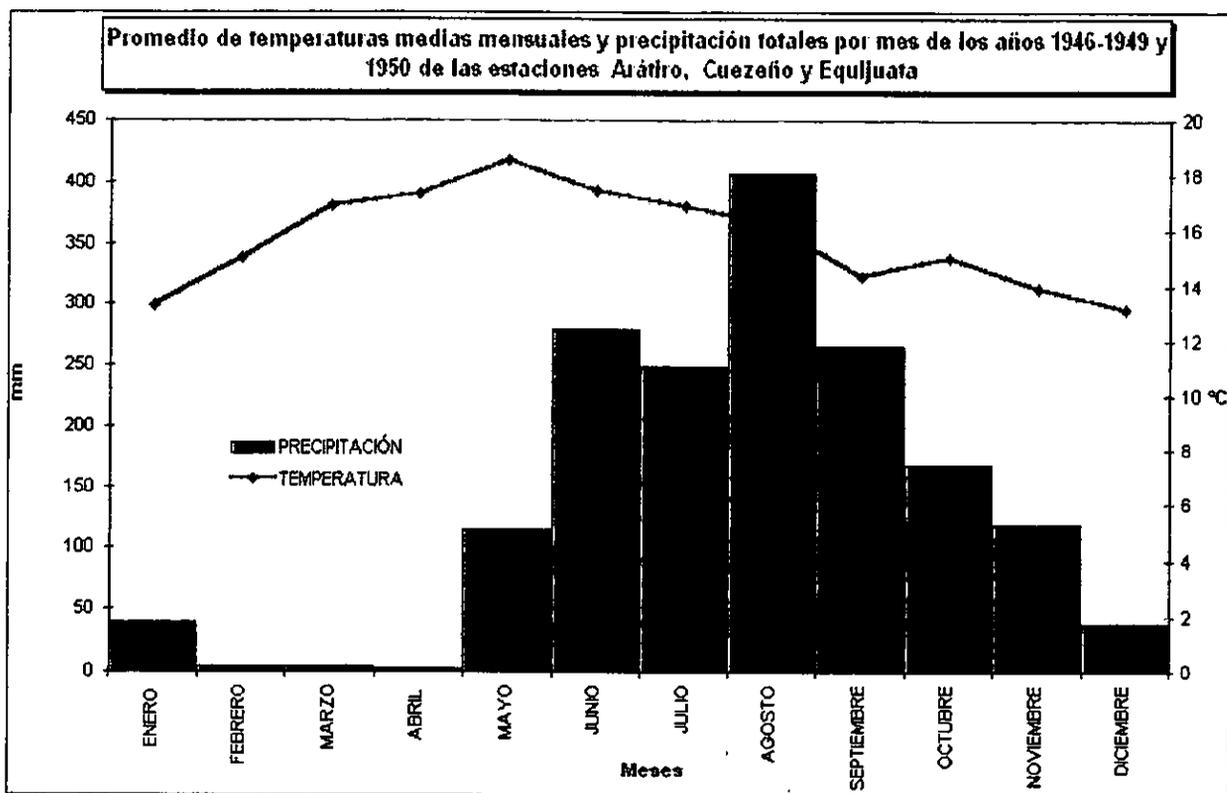


Figura 21. Variación anual de temperatura media mensual y precipitación total por mes para los años 1946-1949 y 1951.

Con base en lo anterior, se estima que el clima local es **C(m)(w")a(i')g**, es decir, clima templado (por tener la temperatura media anual entre 12 °C y 18 °C), húmedo (m) (por la combinación de precipitación anual de 1691.14 mm y la del mes más seco de 13.9 en diciembre), con bajo porcentaje de

El dato fuente original, está referido a los valores tomados en campo sin procesamiento, y que se muestran como promedios en las tablas de Arias Portillo, 1945, p. 14, Wilcox Ray, 1947b, tabla 2, p. 731, Wilcox Ray, 1948, tabla 2, p. 359, Fries Carl, 1950, tabla 1, p. 415, Segerstrom Kenneth, 1950, tablas 1 y 2, pp. 12 y 13, Fries Carl, 1952a, tabla 1 y 2, p. 96, Fries Carl, 1952b, tabla 1 y 2, p. 729.

El grado de certeza de las características climáticas locales está en función de los valores promedio de temperatura y precipitación las que se estimaron a grandes rasgos de los datos disponibles, que permitieron definir un clima más específico, pero susceptible a mejorarse en cuanto se dispongan de los datos fuente.

Según la clasificación de Köppen modificada por García (1981) para la República Mexicana.

lluvia invernal (w) de 2.7%, presenta un periodo de canícula (") o disminución temporal de la precipitación en la época de lluvias, además, templado pero con verano caliente (a), posee una oscilación de temperatura media anual menor a 5°C (i') y es tipo Ganges (g) porque el mes más caliente se presenta antes del solsticio de verano.

Con los datos ya citados y con los colectados en 1996 de 14 puntos de medición pluviométrica en el cono, en época de lluvias, se analizará en el capítulo de geomorfología, las variaciones por orientación de laderas en el volcán para determinar los cambios en los procesos exógenos por vertiente.

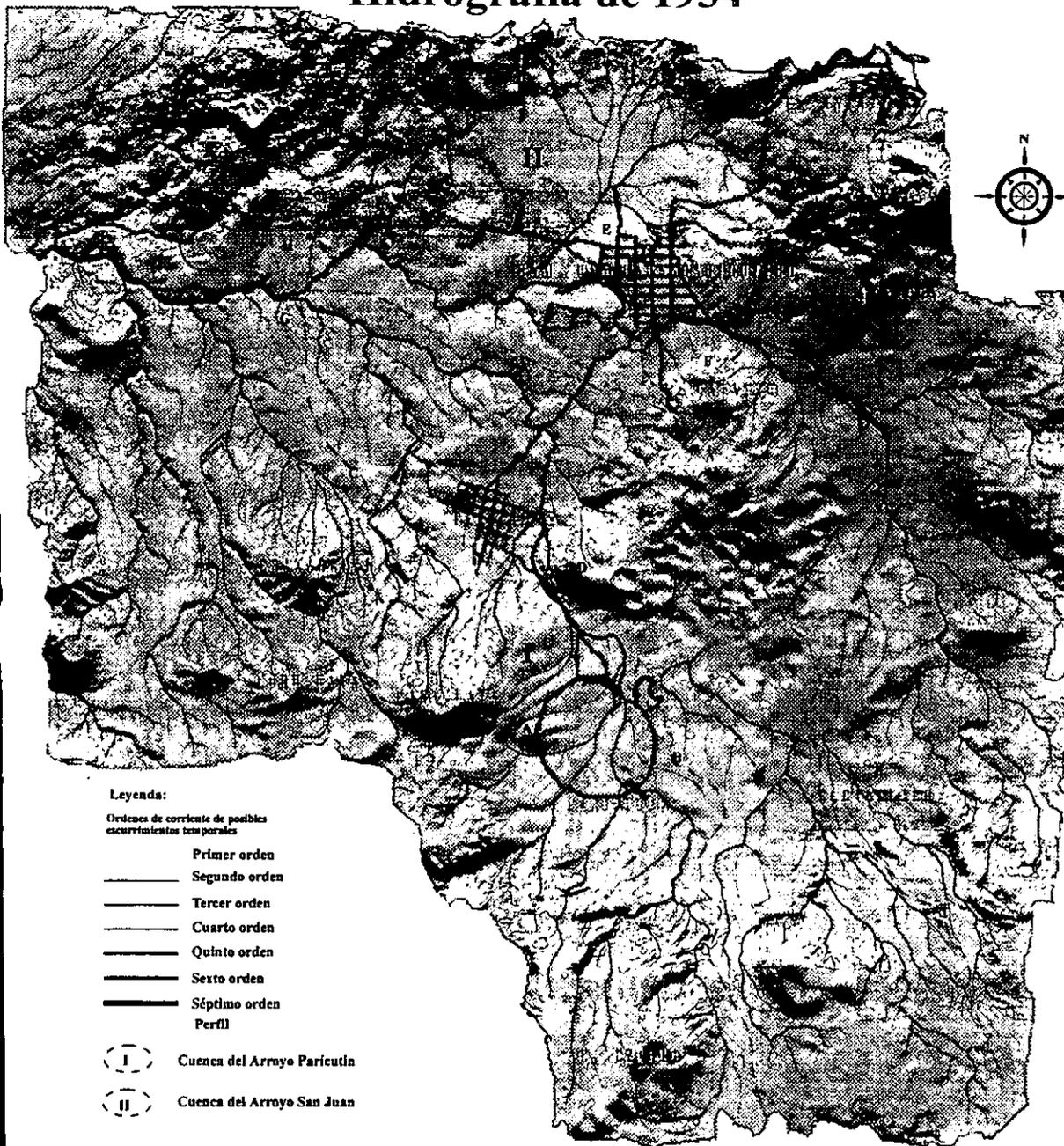
6.3 Hidrografía

A grandes rasgos podemos mencionar que en la actualidad la zona en estudio se enmarca dentro de la región hidrológica RH18, en la subcuenca del Río Itzicuaró RH18 (F) de la carta hidrológica de INEGI (1985). Se encuentra rodeada al sur por la cuenca RH18 (J) (Río Tepalcatepec), y la subcuenca Río Tepalcatepec Bajo RH18 (A); hacia el norte y este por la cuenca RH17 (I) (Río Tepalcatepec, Infiernillo) y hacia el este por la subcuenca RH17 del Río Cupatitzio (G). La zona cae dentro de la coropleta de escurrimiento de 100 a 200 mm anuales.

Para poder explicar las condiciones actuales debemos hacer referencia a las hidrológicas de la zona en estudio antes de la aparición del volcán. Estas condiciones las podemos estimar a partir de las narraciones de algunos autores como Carreño (1943a), Ordóñez (1943a) y Waitz (1943a) y complementarlas con el mapa de hidrografía¹⁹. Mediante estos medios podemos observar la presencia de dos cuencas principales (Figura 22): a) la del llamado Arroyo de Parícutin y b) la del Arroyo Principal o de San Juan.

¹⁹ Los mapas de hidrografía de 1934 y 1946, muestran hipotéticamente los ordenes de corriente basados en el criterio de A. Strahler de los posibles escurrimientos superficiales temporales. Aunque en la realidad, dentro de la zona en estudio esto nunca se da, pues solamente un promedio de 200 mm de lluvia escurre en la zona y el resto se infiltra. Sin embargo, su trazado sobre la carta topográfica nos permite establecer, por un lado las posibles áreas de captación de las subcuencas subterráneas y superficiales de la zona, y por el otro, explicar los patrones de escurrimiento del derrame de lava al seguir los talwegs naturales.

Hidrografía de 1934



Leyenda:

Órdenes de corriente de posibles escorrentías temporales

- Primer orden
- Segundo orden
- Tercer orden
- Cuarto orden
- Quinto orden
- Sexto orden
- Séptimo orden
- Perfil

- (I) Cuenca del Arroyo Parícutin
- (II) Cuenca del Arroyo San Juan

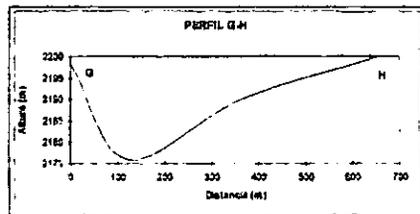
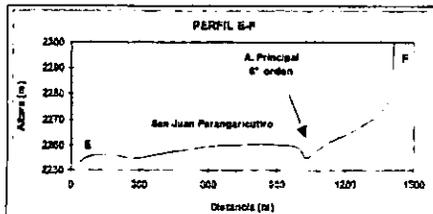
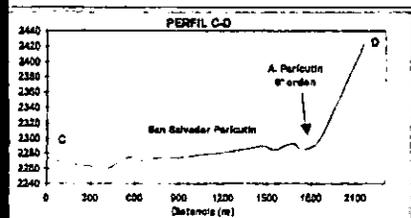
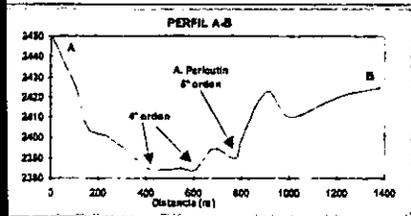


Figura 22. Mapa hidrográfico de la zona en estudio en 1934

además en sombras muestra el área de estudio, nueve años antes de la aparición del volcán Parícutin. El círculo en negro en la parte centro sur de la figura muestra el sitio exacto donde surgiría. El perfil A-B muestra un corte del antiguo arroyo Parícutin. Como se observa son dos arroyos principales que cruzan la zona de estudio, el de Parícutin al oeste y el Principal al este, ambos se desarrollaban muy cerca de las dos principales poblaciones (Parícutin y San Juan Parangaricutiro) y siendo los representantes de una mayor inclinación del terreno era obvio que los primeros flujos ocuparían y se canalizarían por estas depresiones, mismas que al ser cubiertas afectarían a las poblaciones aledañas.

La cuenca del Arroyo de Parícutin drenaba la meseta donde se ubicaría el volcán más tarde y se extendía hacia el norte, desde sus cabeceras ubicadas en las laderas del Cerro Camiro, Mesa de Cocjarao y Cerro Canicjuata. En general, los escurrimientos de dichas laderas eran de corrientes temporales de corta extensión de primer y segundo orden, con profundidades de disección de 1 a 5 m, los que canalizados ya en la base de dichos elementos montañosos alcanzaban el tercer y cuarto orden, con profundidad de entre 5 a 15 m (ver perfil A-B de la figura 22).

En la zona de Cuiyutziro es notable la dirección de los escurrimientos hacia el noreste-suroeste, similar a las de distintas alineaciones, observadas en la zona en estudio, las cuales pudieran indicar posibles tendencias estructurales. Tales alineaciones son señaladas por algunos testigos y autores como la Sra. Aura Cuara (citada por Foshag en 1950), quien menciona la apertura de una serie de fisuras en las etapas iniciales de la erupción, con dirección noreste; las alineaciones mencionadas por Bullard (1947b) y Howell Williams (1945), entre la boca principal y la zona de tremores, o aquellas alineaciones de las bocas internas del cráter principal descritas por Foshag (1952a y 1952b), así como las de Yokoyama (1990), con la alineación de 3 bocas de emisión del Parícutin, o bien aquella línea que une a las ventanas del Sapichu, el cráter principal y las bocas de la parte sur del cono, o las más globales de alineamientos estructurales con rumbo noreste-suroeste, entre el Parícutin y otros conos de edad menor a 40 000 años, en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato propuestas por Hasenaka (1985) y Connor (1987 y 1989).

Posteriormente, ya como un arroyo principal de temporal, el Arroyo de Parícutin se encajonaba hacia el noroeste por una profunda incisión a más de 25 m bajo el nivel medio del fondo del valle, entre los cerros de Canicjuata y Arátiro (Carreño 1943a). Más adelante se abre de nuevo la cañada, como se observa en los perfiles C-D y E-F de la figura 22. Es claro cual sería la tendencia del derrame al colmatar el cauce de estos arroyos, y sus efectos en el margen izquierdo para el pueblo de San Salvador Parícutin, por cercanía y posición al único arroyo que desaguaba el llano de Cuiyutziro, y para el margen derecho del Arroyo Principal para el pueblo de San Juan Parangaricutiro.

Más adelante se unía doblando hacia el oeste (perfil G-H de la figura 22) al Arroyo Principal²⁰ de San Juan Parangaricutiro, en el Campo de Huirambosta. Foshag (1956) menciona que el drenaje hacia el noreste no estaba bien definido y sólo algunos arroyos someros se unían al Arroyo Principal, cerca de San Juan Parangaricutiro y que con excepción de los matorrales y arbustos sobre el Arroyo Principal y sus tributarios, el valle era cultivado.

Una vez unido el Arroyo Principal con el de Parícutin, pasan a formar parte de una de las cabeceras del Río Itzicuaró, el cual fluye hacia el oeste a la cuenca de los Reyes²¹, convirtiéndose más adelante en afluente del Río Tepalcatepec, la subcuenca más occidental y de mayor extensión del Río Balsas. Por su parte, el remanente de la región, tal como lo menciona Ordóñez en 1943, es drenado hacia el sur por manantiales y corrientes que engruesan al Río Cupatitzio, otro alimentador del Río Balsas.

En el periodo de la erupción, las condiciones hidrográficas cambian drásticamente (Figura 23) al establecerse dos cuencas externas marginales al frente lávico de escurrimientos parcialmente conectadas en época de lluvias y una completamente interna subsuperficial que forma todo el cono y su campo de lava. Sin embargo, se mantienen las mismas tendencias en superficie o subterránea de ir a desembocar en su mayoría, hacia la porción occidental de la zona en estudio.

En la época de lluvias, durante las etapas iniciales de la erupción, la carpeta de ceniza se deslavó sobre los arroyos, incrementando su poder erosivo y produciendo una mayor incisión de los arroyos en las laderas de los cerros, perforando en muchos casos, varios metros abajo del suelo original, facilitado por la destrucción de la carpeta vegetal. Entre los ejemplos que podemos citar, está el rápido desarrollo de canalillos y torrenteras en las empinadas laderas del Cerro Capatzun, mismos que removieron rápidamente, tanto la ceniza, como parte del suelo original, así como el del Arroyo Nureto en las faldas sur del Cerro Tzinzungo, cuyo gasto llevaba la mitad de su volumen en ceniza (Foshag, 1956).

²⁰ Cuya cabecera se localizaba en los Cerros de Curupicho y Loma Larga y estaba separada de la cuenca de Parícutin por una cuenca endorreica que a veces era ocupada por efímeras charcas.

²¹ Algunos de los gastos de afluentes fuera del área en estudio, en la cuenca de los Reyes que comprueban el carácter temporal de estos, fueron estimados por Arias Portillo (1945) en 43 m/seg. y 43000 m/seg. para el Arroyo Chondo, en 70 m/seg. y 66000 m/seg para el Arroyo del Pastor y en 1m/seg y 914 m/seg para la Barranca Zirimbo en época de secas y lluvias respectivamente.

Hidrografía de 1946

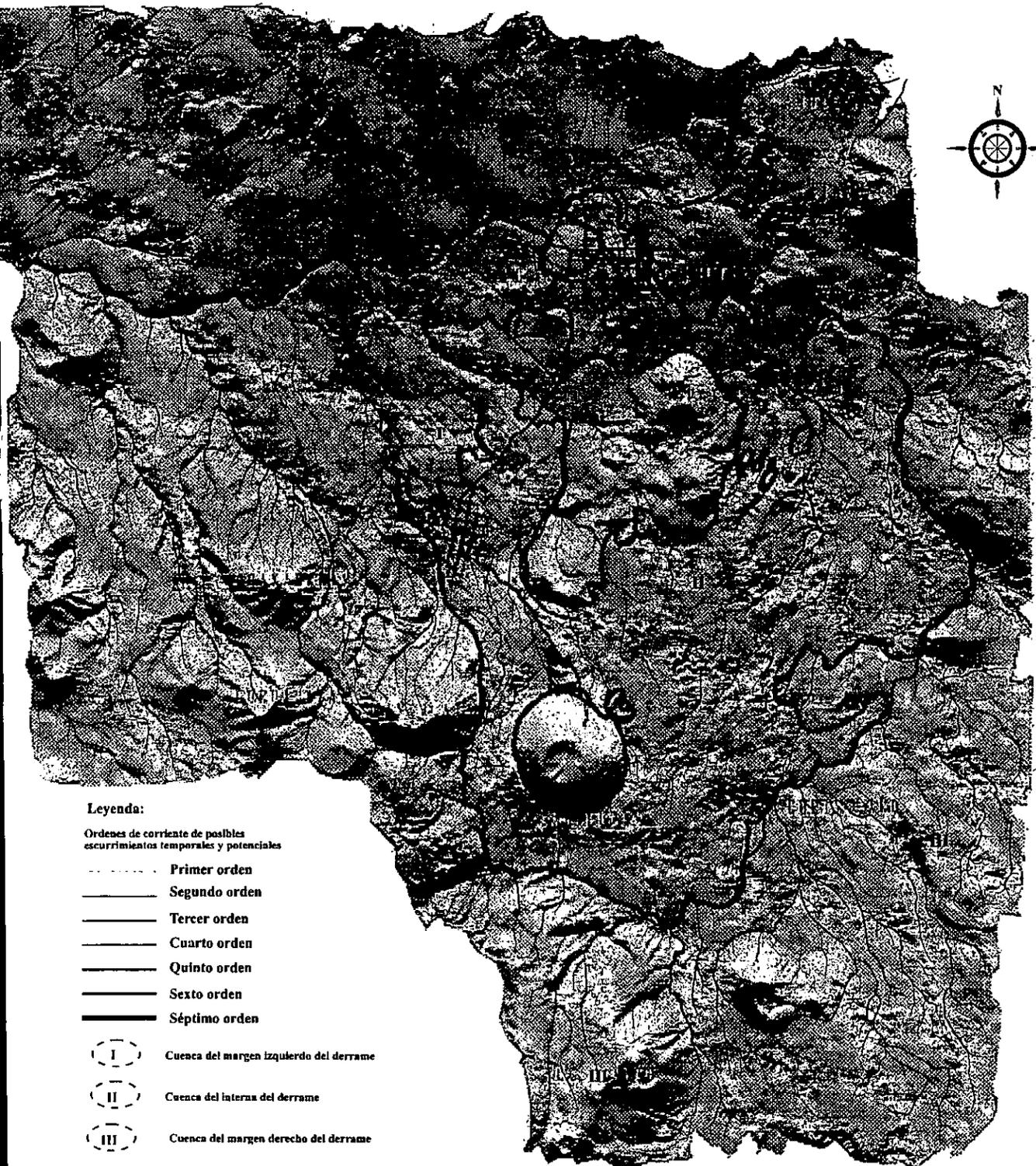


Figura 23. Mapa hidrográfico de la zona en estudio en 1946

Durante la actividad y al finalizar, se establecieron cuencas marginales al derrame de lava, con escurrimientos parcialmente coactados en época de lluvias. Por su parte el campo de lava sirve de centro de recarga de acuíferos.

Lo anterior produjo que en el primer año la planicie de los Reyes aguas abajo, se cubriera de bloques, pedruscos, troncos, ceniza, etc., destruyendo las represas sobre el río Itzicuaró, así como las de Huatarillo, El Aguacate y Los limones. Entre estos flujos destacan los que afectaron a la planta hidroeléctrica del Río Itzicuaró, a 21 kilómetros al oeste-noroeste del volcán y a la de San Pedro, en Uruapan a 22 km al sureste del cono. La primera de estas plantas no registraba avenidas previas a la erupción, pero durante la época de lluvias recibió descargas de ceniza de 5.2, 5.8, 7.5 y 6.1 m sobre la cama del río (12 de junio, 11 y 29 de agosto y 6 de septiembre, respectivamente, con velocidad de entre 15 a 24 km/h). La avenida del 29 de agosto registró un pico de descarga de 950 m³/seg, del cual el 80% era sedimento, y velocidades picos de 36 km/h. La Planta de San Pedro registró 14 avenidas en 1943, destacando la del 3 de julio, con picos de descarga de 150 m³/seg cuando lo normal era de 9 m³/seg (Seegerstrom, 1950; Luhr y Simkin, 1993).

Durante el año 1944, flujos de lava proveniente de la ventana Taquí inundaron y bloquearon gran parte del drenaje. El llamado Flujo San Juan (del 8 de enero a inicios de agosto), cubrió la cuenca del Arroyo Principal, bloqueando el drenaje en un 40% (cerca de 100 km²) del terreno que estaba cubierto con 25 cm de ceniza y 50% (60 km²) del terreno con espesores de 50 cm, llegando hasta el llano Huirambosta, donde se unían los arroyos de Parícutin y Principal, a casi dos kilómetros más allá de San Juan Parangaricutiro. Por el otro lado, varios flujos -lengua campamento- avanzaron hacia el oeste, desde fines de junio al 20 de octubre de 1944, por el Arroyo Parícutin, conectándose y sobrepasando al flujo Parícutin (emitido del 12 de junio al 27 de julio 1943), hasta unirse en el llano Huirambosta, al flujo San Juan. Desde entonces y una vez casi establecido el perfil general del campo de lava, disminuye la sedimentación aguas abajo (Foshag, 1956; Bullard, 1947a; Seegerstrom, 1950).

Durante los tres primeros años, los bordes del campo de lava fueron muy permeables y corrientes de 10 cm de profundidad, 1 m de ancho y flujos de 1.7 m/seg entraban al derrame sin formar charcas. Sin embargo, poco a poco, por el bloqueo de los arroyos y la depositación de sus cenizas con espesores considerables sobre los frentes del campo de lava, se rellenaron los espacios entre las lavas y bloques abiertos, aumentando exitosamente el represamiento de inundaciones y formando pequeñas cuencas y llanos aislados. No obstante, las corrientes de agua con ceniza, rápidamente se readaptan y buscaron nuevas rutas de salida (Seegerstrom, 1950; Rees, 1979).

Al terminar, la actividad grandes áreas al sur, norte y al oeste, que fueron cuencas cerradas en 1946, en 1957 drenaban ya hacía el Río Itzicuaró durante flujos relámpago, y se conectaban a través del

rellenamiento de cuencas y de cortes encajonados en forma de "V" por los bordes de lava y las laderas de los cerros aledaños. El área remanente, en su mayoría drenaba hacia el sur y oriente en forma continua o aislada. Algunas cuencas separadas no drenadas en 1946, formaron un sistema único conectado en 1957 que drenaba hacia un efímero lago en Tipacua, a 5 km al noreste del cono. Otras porciones, como lo fue parte del borde oriente del derrame formaron lo que Segerstrom (1960) llamó el Nuevo Arroyo Principal, cuyas cabeceras se ubican en las montañas que descienden del este desde el Tancítaro. (Segerstrom, 1960; Rees, 1979).

Para 1978 la disminución de la permeabilidad seguía causando encharcamientos temporales y condiciones de hundimiento en las márgenes de los flujos de lava. Sin embargo, en general sigue manteniendo su alta permeabilidad, propiciando flujos subterráneos a gran profundidad que han incrementado las corrientes aguas abajo, desde el campo de lava. Prueba de ello es que en repetidos intentos de perforar hasta 100 m, fallaron en la explotación de agua (Rees, 1979) y solamente en tiempos recientes en el llano Huirambosta se extrajo mediante un tubo de 6 pulgadas a una profundidad de 198 m un volumen de agua de 28 litros/segundo.²²

De 1987 a 1997 se ha notado un rápido atrincheramiento y alargamiento de canales y la depositación de ceniza en los llamados llanos o planicies de inundación (Inbar et al., 1993), y cada una de ellas presenta condiciones hidrográficas propias, así por ejemplo, el margen oeste ya integrado presenta descargas de agua de entre 4 a 6 m³/seg; el frente norte y noreste en los llamados Llano Grande y Tipacua existen arroyos temporales con descargas de 2 a 4 m³/seg²³. El margen sur y oriental comienzan ya un proceso de integración mediante los escurrimientos temporales en eventos extraordinarios, como ciclones, aunque todavía existen llanos aislados que en dichos eventos se encharcan por algunas horas antes de desaparecer el agua por infiltración en el frente lávico o en el mismo llano.

²² Dato obtenido en campo en 1995 por entrevistas.

²³ Datos obtenidos en campo en 1997 por el Dr. Moshe Inbar.

6.4 Suelos

En principio es pertinente mencionar que existen muchos trabajos de carácter general concernientes a los suelos de las zonas volcánicas, los cuales se omiten por no ser el tema principal de la tesis. En el caso particular de los estudios concernientes a los suelos derivados de cenizas volcánicas se puede decir que, posiblemente, una de las mejores recopilaciones bibliográficas al respecto sea la que efectuaron Shoji, Nanzyo y Dahlgren (1993). En este tipo de investigaciones se incluyen múltiples determinaciones de las características físicas y químicas, las cuales requieren de un gran número de muestreos y análisis cualitativos y cuantitativos. Cabe indicar que se reconoce la importancia que tiene este tipo de determinaciones, así como el establecimiento de algunos índices y coeficientes edafométricos, los cuales pueden correlacionarse con algunos procesos geomorfológicos. Estos aspectos se excluyeron de la presente tesis en función de los objetivos planteados.

Por lo anterior este apartado concerniente a los suelos de la zona del volcán Parícutin se circunscribe a la información bibliográfica y cartográfica disponible, así como a algunos datos obtenidos de los análisis de laboratorio a partir de las muestras de suelo extraídas en la zona en estudio.

Ya que la zona en estudio es de vulcanismo reciente, el desarrollo de los suelos presenta un rango de evolución no uniforme, ocasionado por la roca madre, el clima, lo complicado de la orografía, la erosión, la depositación y el hombre, entre otros factores.

Según la carta general de suelos de INEGI (1985), basada en la clasificación de suelos FAO/UNESCO (1958), se pueden encontrar cuatro unidades de suelos en la zona de estudio: andosoles (T), regosoles (R), litosoles (I) y feozem (H). De éstos, los subtipos predominantes son: andosol ócrico (To), regosol dístico (Ro) y litosol (I) que se combinan con cuatro tipos de suelos secundarios: andosol húmico (Th), regosol dístico (Rd), litosoles (I) y feozem háplico (Hh) y que se diferencian por sus respectivas características de horizontes diagnóstico: ócrico, húmico, háplico y dístico así como por su textura: gruesa (1) y media para los primeros 30 cm (2) (Figura 24).

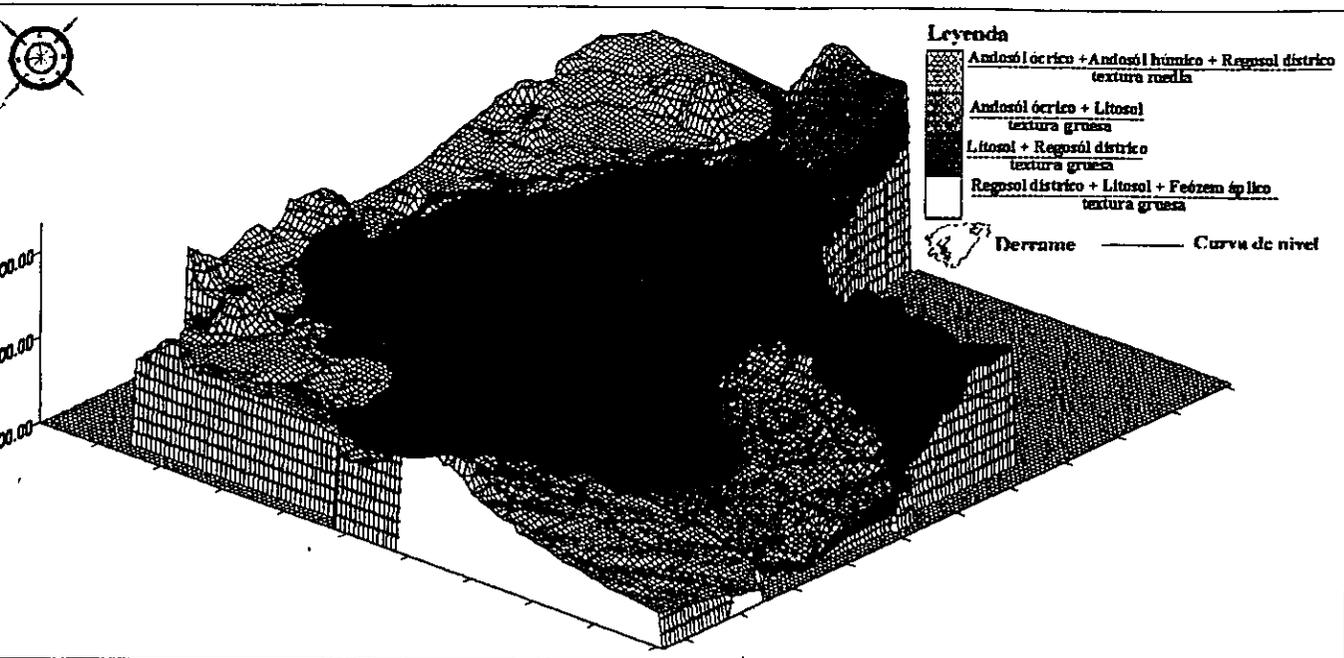


Figura 24. Tipos de suelos en la zona en estudio, según la clasificación FAO/UNESCO, adaptada para la República Mexicana por INEGI.

Correa (1979), considera que “la clasificación de la FAO, ajustada a los suelos de Michoacán muestra suelos de ceniza volcánica, de ando (que son los predominantes en todo el Estado), litosoles, regosoles y cenizas en el Cinturón Volcánico Mexicano y la Sierra Madre del Sur”. Y con base en la clasificación taxonómica de Estados Unidos o séptima aproximación, “los suelos derivados de cenizas volcánicas y de ando son del orden inceptisol y del suborden andéptico.”

Las descripciones de los materiales volcánicos jóvenes²⁴ más superficiales anteriores al Parícutin se estuvieron sujetos a intemperismo antes de ser enterrados por las capas de ceniza y los flujos lávicos, menciona Arias Portillo (1945) (Fotos 1, 2 y 3) e indica que cerca de un 75% del suelo poseía textura arcillosa, de color café claro y con una marcada acidez dada por la gruesa capa de materia orgánica, mientras el resto de los suelos era de textura variable, con predominio arcilloso, denominando localmente tierras charandasas; siguen los de textura arcillo-limosa y finalmente pocas tierras poseían texturas limo-arcillosa llamadas tierras de jugo de regular calidad.

²⁴ Correa, 1974 define según el estado de intemperización a suelos *recientes* a aquellos que no están intemperizados, *jóvenes* si están ligeramente intemperizados; *inmaduros*, *semimaduros* o *maduros* si están medianamente, completamente y fuertemente intemperizados, respectivamente.



Foto 1. Características de textura y color en suelos preeruptivos. Perfil de suelo de aproximadamente 90 cm de profundidad, localizado a 7 km al NE del volcán Parícutin. Los primeros 25 cm representan capas de ceniza deslavada de los cerros aledaños, los siguientes 10 cm con coloraciones gris oscuro y en bandas de 1 a 3 cm representan las cenizas del Parícutin casi sin alteración, descansando sobre emisiones de ceniza de otros volcanes de la región.



Foto 2. Medición de espesores de ceniza sobre los suelos preeruptivos.



Foto 3. Características de color, espesor y depositación de cenizas sobre los suelos preeruptivos.

Perfiles suelo de aproximadamente 1.30 m, localizados a 4 km al NE del volcán, presenta espesores de 2 a 5 cm de ceniza del volcán Parícutin en su parte superior, seguidos por una amplia zona de intemperismo de coloraciones café claro y oscuro con los granos de ceniza proveniente de los volcanes aledaños. A 1.10 m se localizan bandas de coloraciones grisáceas de grano grueso seguidas por una zonas de intemperismo de color café claro de textura fina; a ésta le sigue una amplia banda de granos medios y finos de coloración grisácea de 10 cm de espesor. Finalmente a partir del 1.20m se encuentre un horizonte de color café oscuro de la superficie de suelo preexistente.

Los materiales a mayor profundidad son descritos en 1950 por Kenneth Segerstrom en su libro *Erosion Studies at Parícutn State of Michoacán, Mexico* al caracterizar la estructura de los materiales jóvenes mediante un perfil estratigráfico de 29.45 m de espesor, en el corte de una corriente (Figura 25) localizado a 3 km al oeste del volcán de la siguiente manera:

En un total de 24.45 m se encontraron nueve zonas de intemperismo de gran variación en espesor, seis de ellas coronadas por capas similares a suelos de color café u ocre y dos de ellas incluyendo más de dos de estas capas similares a suelos. Las únicas capas de grano fino expuestas se encuentran en las zonas de intemperismo. Su fineza es probablemente producto del intemperismo; con una excepción, la oxidación parece proceder de abajo más que de las partes altas de estas. Esparcido a través de las camas de grano grueso existen muchas capas de grano medio generalmente muy mal definidas como para ser medidas o contadas.

C.S. Ross quien examinó algunos materiales intemperizados bajo microscopio expresó que tienen mucho menos intemperismo del que se había asumido. Sin embargo, Ross usando pruebas de tubo mostró que la fracción de vidrio apreciable por lo menos en las muestras de intemperismo, sufren de alguna hidratación. La muestra más intemperizada (E-14) contiene una zona delgada de alteración bordeando al vidrio alrededor de los espacios de burbujas de gas, siendo reconocidos bajo el microscopio como tipo arcilla montmorillonita y delgados trozos de áreas del mismo material se han formado dentro del vidrio. Con limonita y, posiblemente caolinita de material. Esta determinación es confirmada tanto por análisis de diferenciación termal como por rayos X.

Parte de los 13 cm del horizonte café-suelo (muestra E-6), entre 23 y 24 m abajo de la superficie de suelo preexistente, no es esencialmente diferente de la E-14. La zona superior (muestra E-27) parece tener menos intemperismo que la muestra E-14 o la E-6. La mineralogía confirma la creencia de que tres gruesas zonas de intemperismo, al menos, representan zonas de suelo real.

Inmediatamente sobrepuestas, las dos disconformidades en la columna son zonas que posiblemente representan canales de rellamamiento. En ellas el material parece provenir de la siguiente zona inferior similar a suelo y retrabajada por agua. El material retrabajado se encuentra uniformemente arreglado a lo largo del máximo espesor mostrado (133 y 36 cm), de tal modo que la estratificación no se puede ver. Los 2.5 cm de material similar a suelo de color café justo a bajo de los 10 m puede ser una capa de material intemperizado depositado sobre ceniza de caída por un corte de una corriente sobre la ceniza dentro del suelo subyacente. (Segerstrom, 1950. p. 15-17).

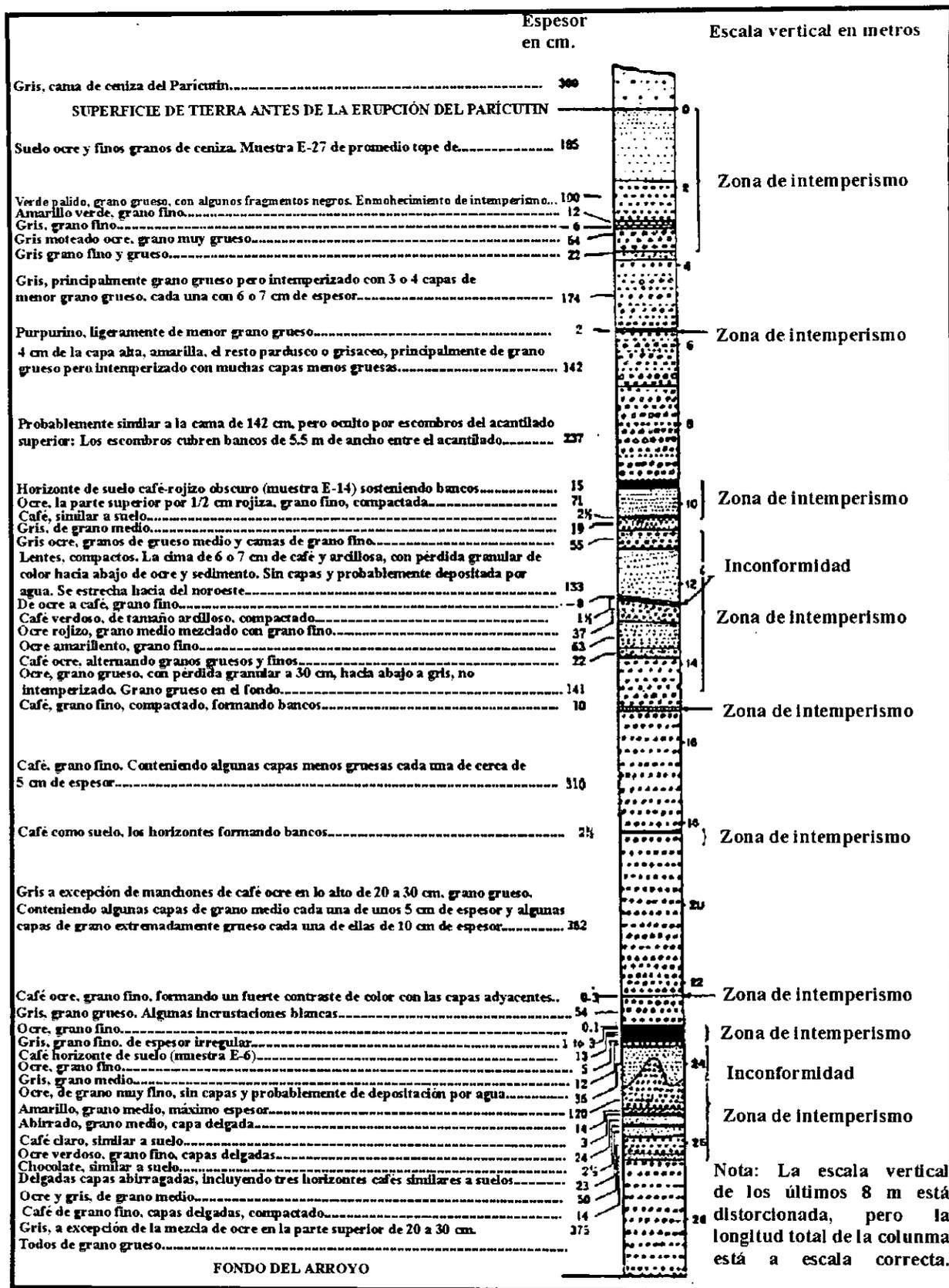


Figura 25. Perfil estratigráfico localizado a 3 km al oeste del volcán (Fuente: SEGERSTROM, Kenneth, 1950. Erosion Studies at Parícutin State of Michoacán, México. p. 16, figura 2.)

Haciendo una similitud y aplicando los trabajos de Moncada Maya (1976), Mendoza Rosete (1961) y Asako Tago (1961) referentes a la Sierra Chichinautzin²⁵ a los suelos más superficiales de nuestra zona en estudio, previa a la erupción, se puede generalizar infiriendo que hacia las partes bajas o las partes altas, en lugares con poca pendiente se desarrollaban suelos transportados por remoción en masa (coluvión), por escurrimientos (aluvión, proluviación, diluvión), por vientos (eólicos) y que mezclados con los andosoles, cuyas características presentan diferencias importantes en cuanto su color superficial, del gris-negrusco al oscuro, debido a lo poco intemperizado de la materia orgánica, le conferían al suelo texturas areno-arcillosas o limo-arcillosas. Todas esas propiedades permitieron que fueran suelos que presentaran mayores posibilidades para labores agrícolas.

Hacia las zonas boscosas no alteradas por el hombre, los andosoles húmicos presentaban un alto contenido de materia orgánica, sobre todo en los primeros treinta centímetros de suelo susceptibles a fuerte erosión. Asimismo, en los fondos de algunos de los cráteres más antiguos (volcán Jánamo, Cutzato, etc.) donde las arcillas transportadas impermeabilizaban el suelo, forman andosoles mal drenados de horizontes delgados ocres y moteados consecuencia de las variaciones de saturación durante el año, formaban suelos de gran valor económico.

En los conos cineríticos más recientes, los suelos estaban débilmente desarrollados, formados por el llamado regosol dístico, de textura variable de limoarenosa a arenosa, confiriéndoles poca capacidad de retención de agua, y disponiéndolos a una fuerte lixiviación y erosión. En los derrames, los litosoles que son suelos de poco desarrollo y de origen pétreo, formaban capas a menudo no mayores a 25 cm.

Ahora bien, por el transporte y mezcla de los materiales se presentaban las combinaciones o asociaciones de suelos, dando por ejemplo, asociaciones de litosol con regosoles dísticos en la zona de coladas de lava reciente (p.e. en el derrame de Loma Larga), poco alteradas por la descomposición química; suelos que se formaron a partir del depósito de material coluvial y diluvial, propiciando una vegetación rala de zacatón y algunos pinos y oyameles.

²⁵ Sierra localizada en la parte meridional de la Cuenca de México, de edad Cuaternaria, que resulta de interés porque esta formación cuenta con subdivisiones estratigráficas, basadas en características geomorfológicas datadas por Martín del Pozzo (1980) y apoyadas con dataciones de carbono-14 de Bloomfield (1975), dichas edades van desde 8 440 +/- 70 años para la subunidad más joven (HV volcánitas holocénicas) hasta 38 590 +/- 210 años para la más vieja (PLV1 volcánitas pleistocénicas) y presenta condiciones algo similares a la zona de estudio (el clima es también templado subhúmedo, pero más seco (C(W_o)(w)b(i')), los rangos de altitud son casi similares, etc.).

Otra asociación de suelos característicos de zonas volcánicas recientes es la del andosol háplico con los litosoles, localizados donde los suelos se forman por materiales piroclásticos de espesores pobres, ubicados en los afloramientos rocosos distintivos de los litosoles.

Durante los 9 años y 11 días de actividad, los paleosuelos y materiales jóvenes fueron cubiertos en un área de 24.8 km², por gruesos espesores de lava, desde 3 m como mínimo, hasta más de 254 m en la base del cono (Williams, 1950 citado por Rees, 1979), quedando sólo algunos remanentes aislados entre las coladas, como los llanos Tipacua y Capatzun²⁶, y las Kipucas²⁷.

Un área mayor fue cubierta por la caída de ceniza emitida en su mayoría (90%) en los dos primeros años y cuya profundidad decrecía rápidamente con la distancia (de un máximo de 6 m cerca del cono, a 25 cm en Angahuan a 7 kilómetros del cono). Las isopacas representan elipses concéntricas orientadas por la dirección predominante de los vientos este-oeste, pero extendiéndose hacia el oeste, atestiguando la mayor fuerza de los vientos hacia el oriente en la época de lluvias. La isopaca de 1 m cubría 61 km² y se extendía 3.8 km al este y 6.6 km al oeste del cono; la de 25 cm cubría 233 km² y se extendía 7 km al este y 11.5 km al oeste; y la isopaca de 1 mm pasaba por Guadalajara a 175 km al noroeste cubriendo 60 000 km² (Bullard, 1956; Rees, 1979).

Las tierras sepultadas por el campo de lava han quedado inutilizadas de manera definitiva, para su uso como tierras de labor y pastoreo, por muchos cientos o miles de años, hasta que los agentes atmosféricos desintegren la roca²⁸ o las cubran junto con la ceniza con una capa suficiente de tierra vegetal. Egger (1959a), menciona que en los flujos de lava donde los sedimentos transportados por agua no pueden depositarse sobre ellos, sólo el material acarreado por el viento y los productos de intemperismo contribuyen a la formación de suelo.

De esta manera, en un principio surgen dos ambientes para el aumento de acumulación y desarrollo de suelos dentro de las coladas. El primero y más viable se localiza en las depresiones entre los

²⁶ El llano Capatzun también fue llamado por Egger (1959b), como "Península", cuyo suelo estaba en 1945 sepultado por un promedio de 1 m.

²⁷ Término empleado por Egger (1959b), para pequeñas zonas aisladas dentro del flujo de 1944 citadas como "Kipucas Este" y "Kipuca Oeste" (sepultados por un promedio de ceniza de 1.1 y 0.75 m respectivamente en 1959) cerca del Cerro Capatzun y a los remanentes de la cima de un antiguo cono (sepultado por 2 m de ceniza en 1945) ubicado al norte del Parícutin llamado Cono Nunuzjuata (posiblemente era el Equijuata o el Arátiro pues no se encontró su ubicación exacta).

²⁸ Mediante comparaciones de desarrollo de lavas en otras partes del mundo como Hawaii, Krakatoa y Jorullo, Egger (1954a), establece que tal proceso incluso bajo condiciones óptimas, con alta lluvia y temperatura las lavas son ligeramente afectadas por intemperismo tras 200 años, y bajo condiciones áridas los flujos no forman suelos incluso tras miles de años.

bloques, ya que el agua se mueve dentro de ella y ahí generalmente la arena y grava retienen las condiciones más favorables para el desarrollo de suelos y plantas. El segundo ambiente, menos favorable, se localiza sobre los bloques de lava, los cuales generalmente carecen de material de textura fina y reciben el impacto total del viento y sol, sin embargo, por la influencia de redepositaciones de viento, ha causado la formación de suelos recientes sobre las pequeñas diaclasas y vesículas de las lavas.

Tras 3 años de iniciada la actividad, al parecer los procesos anteriores ya habían comenzado a tener efecto sobre las coladas iniciales; para estas fechas se reporta la presencia de líquenes, algas y musgos sobre pequeñas partes de los flujos AA del Parícutin.

En el cono, el inicio de suelos recientes se da a 5 años de acabada la actividad. Segerstrom en su ascenso al cono en febrero de 1957 encuentra la presencia de líquenes y 2 especies de angiospermas en el borde del cráter, en donde el vapor de las fumarolas y el lapilli favorecían las condiciones para la formación de suelos recientes, como se aprecia hoy sobre el cono con coloraciones pardo grisácea muy oscura (10YR 4/2) en seco, al negro (10YR 2/1) cuando está húmedo (Foto 4) y con un alto grado de porosidad (61.1 %) ²⁹.

Las zonas afectadas por ceniza, inicialmente infértiles, pasaron a serlo de manera parcial o temporal. En muchos casos el antiguo suelo se expuso nuevamente por erosión y las plantas se volvieron a establecer. Este fenómeno comienza durante la erupción; para el año de 1945, los trabajos de Lowdermilk (1947) muestran que cerca de una tercera parte de la ceniza había sido movida ya sea hacia el río Itzícuaró o simplemente de los lugares altos hacia las partes bajas, como playas o llanos que bordeaban al campo de lava.

Para 1959 la mayoría de las áreas de depósitos mayores de 1.5 a 3 m tenían plantas creciendo en barrancos, sobre los suelos previos (Rees, 1979). Para los años sesenta, aún grandes áreas de campos y playas alrededor de la colada continuaban desprovistas de plantas, ya que un manto de 10 cm de ceniza continuaba inhibiendo la invasión (Eggler, 1959b). Los grandes campos abiertos fueron sitios pobres para la supervivencia de plantas y la colonización. La mayoría de esos lugares se convirtieron en playas durante la fuerte fase cinerítica, permaneciendo así hasta 1979 (Rees, 1979).

²⁹ Datos de laboratorio obtenidos por J. Lugo Hubp, R. M. Guzmán, R. M. Guzmán Barrera y G. Legorreta del trabajo de campo de febrero de 1994.

La mezcla de suelos preexistentes deslavados de las partes altas, con escombros orgánicos en descomposición, como troncos muertos y la ceniza del Parícutin (Foto 5), favorecieron en los abanicos y las playas un buen crecimiento de hierbas y arbustos, lo que permitió que éstas fueran fuertemente pastoreadas y frecuentemente cercadas y convertidas en zonas de cultivo.

Lo anterior motivó a los campesinos a canalizar los procesos naturales fomentando la limpieza y reutilización del suelo mediante varias formas descritas en 1979 por Rees:

a) Remover la ceniza por canales. Lo que ocasionó la formación de fuertes barrancos en el suelo original, con altos bordes de ceniza remanente. Este método se usó después de mediados de los cuarentas pero aún para 1979 todavía se empleaba en Angahuan.

b) Cuando sus recursos económicos así se los permitía empleaban bulldozers (en 1959 en Angahuan se limpiaron 25 has.). Sin embargo, esta manera de limpieza, fue descartada por ocasionar problemas aguas abajo, pues al ser vaciada la ceniza en las barrancas ejercía un efecto abrasivo perforando más allá del suelo original.

c) Removiendo manualmente la ceniza hasta llegar al suelo original (Foto 6). Método exitoso cerca de las casas, donde en 1945 se cultivaba frijol y calabaza, pero poco exitoso en los campos abiertos por el tiempo laboral para hacerlos y darles mantenimiento para mantenerlos libres de ceniza. Este método en la actualidad es de gran uso en los llanos del borde este del campo de lava, donde se cultivan en su gran mayoría frutales.

d) El arado profundo con tractor (Foto 7) trajo mayor incremento de productividad en el suelo original mezclado con ceniza. Sin embargo, su uso no garantizaba el crecimiento del maíz por lo desnivelado del terreno a causa de los depósitos piroclásticos. Se inicio en 1945 (en zonas de menos de 15 cm de ceniza), pero se logró productividad hasta mediados de los años sesenta.

e) El arado con animales con coas de madera y luego de metal. Limitado su éxito a zonas de menos de 14 cm de ceniza y usando burros en zonas de 8 cm. La escasez de ganado contribuyó a limitar la rehabilitación de tierras. El uso de arado de metal permitió profundizar a 22 cm; su uso se generaliza a finales de los años cuarenta.

f) Donde el arado no alcanzaba el suelo se toman dos medidas: a) cultivos sucesivos hasta que la humedad y humus fuese suficiente para sostener los cultivos y b) esperar a que la vegetación natural la cubriera. Se prefería este método por no requerir mano de obra.



Foto 4. Muestreo de suelos en el cono principal.



Foto 5. Sedimentación y acumulación de materia orgánica en el llano Chorotiro.

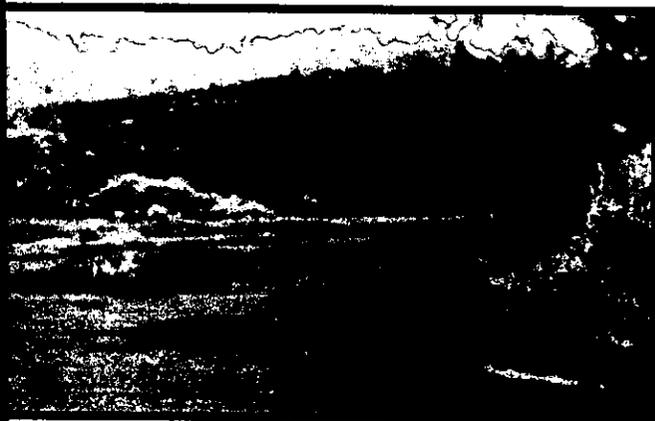


Foto 6. Cultivo de frutales en el llano Capatzun, mediante el salajo de ceniza.



Foto 7. Arado con tractor en el llano Chorotiro.

De entre los primeros sitios cultivados (1946) está el llano Chorotiro (al NE del campo de lava). la mayoría de los otros sitios comienzan en los años cincuenta. En general, la rehabilitación de estos sitios se aceleró debido a los cambios en la política del gobierno y al incremento de la provechosa producción de aguacate y frutales. Desde 1973 el gobierno financia el soporte técnico para zonas de cultivo en Angahuan y Zirósto, dando crédito para fertilizante químico. La comisión forestal del Estado da capullos de membrillo (*Cydonia oblonga*) y otros árboles frutales. Los sitios más profundos en ceniza han sido rehabilitados como forestales. Sin apoyos económicos las áreas cubiertas con depósitos gruesos permanecerán sin cultivarse (Rees, 1979).

Algunas de las características mecánicas y físicas actuales que presentan los materiales en el área en estudio se muestran en las figuras y tablas siguientes. Las figuras 26 y 27 comparan el porcentaje acumulativo del tamaño de partículas (granulometría) y la cantidad, en porcentaje por grupos, de tamaño granulométrico para el cono, la colada sur, dos llanos externos al frente de lava (Chorotiro y La Caja) y dos internos al derrame (Capatzun y Tipacua). En estas gráficas se puede apreciar la gran abundancia de volcanoclastos³⁰ de gran tamaño sobre el cono³¹, presentando al igual que el resto de las líneas más de dos cambios abruptos en sus segmentos, "lo cual nos representa lo inapropiado de considerar que toda la muestra tienen una única distribución normal en sus materiales y que bien pudiesen reflejar los mecanismos de acumulación" (Friedman, 1978).

³⁰ El término volcanoclasto fue definido por Fisher en 1961 para incluir todos los materiales volcánicos generados por cualquier proceso de fragmentación, dispersados por cualquier tipo de agente de transportación, depositados en cualquier ambiente o mezclados en cualquier proporción significativa con materiales no volcánicos.

³¹ Cabe aclarar que no se tomaron en cuenta para el análisis granulométrico al lapilli más grueso, ni a los bloques y bombas que son la generalidad y que sin duda dispararían la gráfica del cono hacia los ϕ más gruesos.

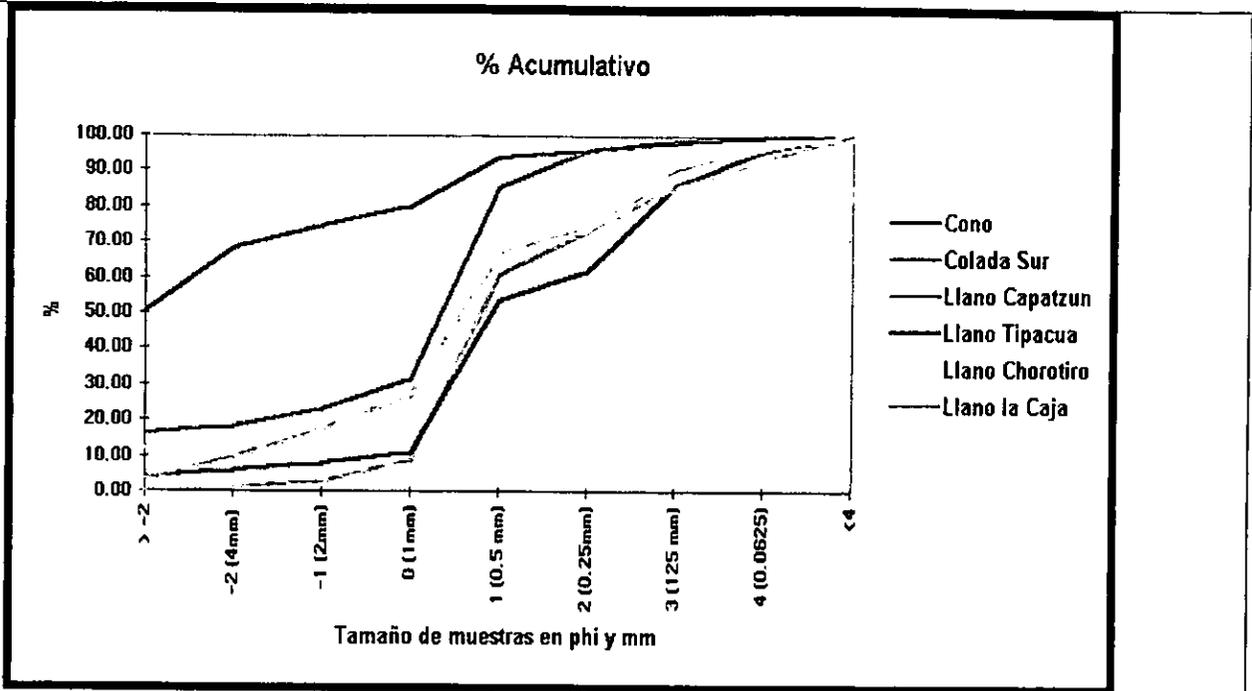


Figura 26. Porcentaje acumulativo de tamaño de partículas. Con las muestras de campo colectadas de 1990 a 1996 de cuatro años, se presenta una distribución de materiales que permite definir dos grupos de acuerdo a su situación externa o interna dentro del derrame y a su cercanía al foco emisor.

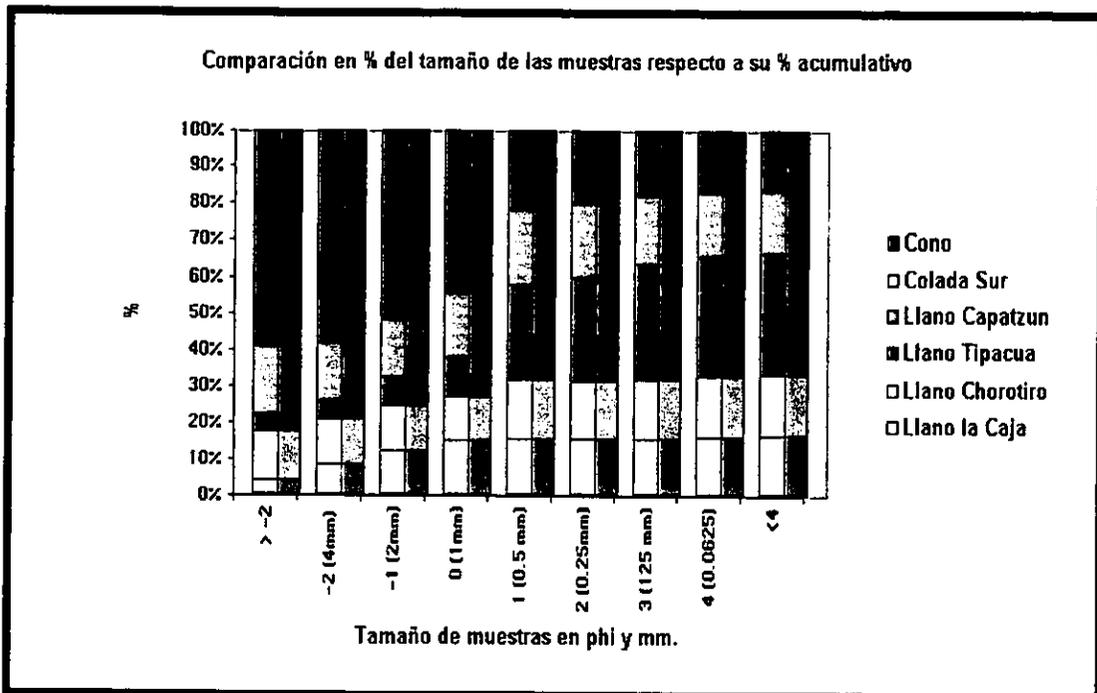


Figura 27. Comparación en porcentaje de la cantidad de material por porcentaje acumulativo en cada uno de los tamaños dados.

Los derrames de la zona sur del campo de lava se ven afectados en gran medida, por una amplia cobertura de lapilli y ceniza, lo que produce un salto de valores a tamaños menores al 1 mm, lo que no sucede si se compara con los derrames del norte que carecen de ese intensivo cubrimiento.

En los llanos, aunque en general con valores bajos en partículas grandes, se aprecia en la gráfica de porcentaje acumulativo la influencia de la redepositación de materiales aledaños para los llanos externos, en relación con los llanos encerrados o semiencerrados por las coladas, lo que define dos grupos. El primero, el de los llanos externos, presenta una mayor cantidad de sedimentos finos respecto al segundo grupo, y en éste el llano La Caja posee una menor proporción de partículas pequeñas respecto al llano Chorotiro, debido probablemente a su mayor cercanía al foco emisor de partículas (volcán Parícutin) y a que este llano (llano La Caja), pese a ser marginal, aún no tiene una red hidrográfica integrada que le permita sacar fuera de este a las partículas más finas.

El llano Capatzun es el que menos partículas finas posee y puede ser atribuido a su mayor aislamiento, por los derrames que ocasionan que los materiales de caída iniciales se hayan conservado, no tanto así para el llano Tipacua, que pese a estar encerrado por las coladas, éste sí posee una entrada de arroyadas a su interior, influenciado así, por la redepositación intensiva en la época de lluvias.

La tabla 3 muestra la aún escasa retención del agua en el cono, producto de la abundancia de materiales gruesos, mientras que el valor máximo de capacidad de campo se tiene en el llano Chorotiro. Esto ocasiona una infiltración lenta que a su vez conlleva a una mayor tendencia en la formación de escurrimientos en superficie, una vez que el frente de mojadura alcanza su máximo y el suelo se satura.

Tabla 3. Comparación de capacidad de campo e infiltración.
Fuente: Datos de laboratorio obtenidos por G. Legorreta del trabajo de campo de 1990-1996.

	Capacidad de Campo			Infiltración
	Promedio	Máximos	Mínimos	
Cono	0.37	4.55	0.08	Min. en 10 min: 35 cc. Max. en 1.03 min: 100 cc.
Coladas Sur	0.79	1.03	0.46	Min. en 10 min: 73 Max. en 10 min: 181
Llano Capatzun	1.78	6.68	0.64	Min. en 10 min: < 1.5 cc Max. en 10 min: 147 cc Min en 60 min: 22.8 Max. en 60 min: No se midió por rompimiento de filtro pero el máximo alzado fue de más de 300 cc en 4.45 min.
Llano Tipacua	3.71	5.71	1.72	Min. en 10 min: 4.6 cc. Max. en 10 min: 91 cc. En 60 min. alcanzó 55 cc.
Llano Chorotiro	4.34	8.14	1.22	Min. en 10 min.: < 1 cc Max. en 10 min: 122 cc Min en 60 min: 19.3 cc Max. en 60 min: 77.4 cc
Llano la Caja	1.38	2.83	0.82	Min. en 10 min: < 2 cc Max. en 10 min: > 150 cc Min en 60 min: 28 cc Max. en 60 min: 181cc

Tanto el llano Capatzun como el de La Caja, son los de menor capacidad de campo, producto de lo que se ya ha mencionado, una granulometría más gruesa que no permite escurrimientos superficiales importantes y favorece el escurrimiento subterráneo hacia los frentes de la colada.

6.5 Vegetación

Con base en las características generales, Correa (1974) menciona que el estado de Michoacán pertenece fitogeográficamente a las regiones holárticas y malayo-pacífica. La zona en estudio presenta una distribución de tipos de vegetación que obedecen a múltiples factores, tanto biológicos (capacidad de proliferación y migración), como del medio físico (latitud, altitud, suelos, clima, etc.) y que son mostrados en el mapa de vegetación (Figura 28) de INEGI (1985).

Los tipos de vegetación más extendidos hacia las partes montañosas son el bosque de coníferas (bosques de pinos, oyameles, cedros y tascates), para una altitud entre 2600 y 3500 msnm. y el bosque mixto (bosque de pino-encino) con altitud de 1000 a 2600 msnm. Escasas zonas de cultivo (por la escala del mapa) son mostradas en las zonas bajas y planas, donde el campesino ha iniciado su reutilización a través de los métodos antes mencionados.

La zona del cono y el campo de lava, inicialmente estériles, presentan en la actualidad una vegetación incipiente, aparente o lithophitia, ya que las comunidades vegetales dependen del sustrato de roca viva, y siendo en principio muy raquítica, se limita a depósitos de arenas y cenizas transportadas por el viento y las lluvias dentro de las oquedades, grietas y fracturas de la roca, produciendo en algunas partes la edafogénesis, lo que permite la presencia de plantas xerófitas como los helechos, arbustos como el tepozán (*Buddelia cordata* H. B.K.) y algunos pinos de 6 a 8 m de alto y 20 cm de diámetro.

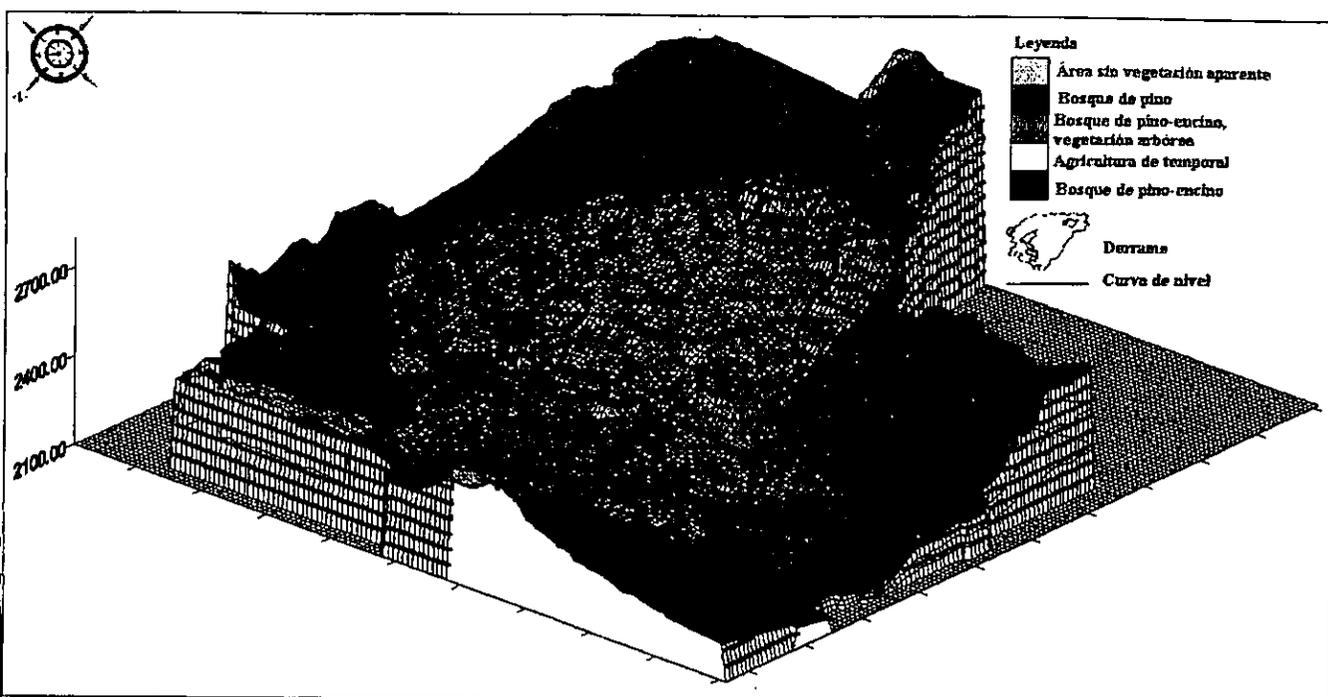


Figura 28. Mapa de vegetación. Fuente INEGI, 1985. Todo el derrame de lava presentaba en 1985 poca cobertura vegetal, sin embargo en 1996, muchos de los cerros aledaños cubiertos de vegetación, han servido de germoplasma para muchas plantas pioneras dentro del derrame.

Antes de la erupción, Dorf (1945) y Segerstrom (1950) mencionan que cerca de $\frac{3}{4}$ del área alrededor del volcán, incluyendo cerros y arroyos, estaban forestados y el resto eran claros de poca pendiente, empleados como campos de cultivo y pastura u ocupadas por las poblaciones. Las asociaciones de pino-encino (bosque mixto) consistían en un 70% de pinos, 15% de encinos y el resto de abetos, madroños (*Arbutus xalapensis* H.B.K.) y manzanas silvestres. El estrato arbustivo era escaso donde el bosque era denso.

Por la relación anterior se nota el predominio de la especie pino; la proporción de mezcla de especies era tan pequeña que se decía que los bosques estaban formados por una masa pura de pino, con especies secundarias de encino y oyamel y de especies accesorias como el aile (*Alnus jorullensis* H.B.K.), tepamo (*Acacia pennatula* Schl. et Cham.) y el madroño. Desde el punto de vista de Dorf, el oyamel fue la especie invasora que desalojaba al pino de pequeñas superficies localizadas en las partes altas. Sin embargo, por ser áreas pequeñas en relación con la superficie total, no se le daba ninguna importancia a esta especie en su calidad de invasora.

La proporción de especies, con base en rangos altitudinales, es expresada por Arias Portillo (1945) en las siguientes clases: A) De 1650 a 2400 msnm 90% pino, 8% encino, 1% madroño y 1% tepamo y aile; B) de 2400 a 3000 msnm 60% pino, 35% encino, 3% tepamo, 2% aile y madroño; C) de 3000 a 3280 msnm 65% oyamel, 10% pino y 5% encino.

Algunas de las especies predominantes del género *Pinus* reportadas por Arias Portillo (1945) y Rees (1959b) en los bosques de este periodo, fueron el *Pinus pseudostrobus* Lindl. (Pino Ortiguillo) y *Pinus leiophylla* Sch. et Cham. (Pino Chino), pero también estaban aunque en menor proporción los *Pinus montezumae* Lamb. (Pino Moctezuma), *Pinus michoacana* Martínez (Pino Lacio), *Pinus teocote* Sch. et Cham. (Pino Colorado).

Del género *Abies* se encontraba el *Abies religiosa* (H.B.K.) Sch. et Cham. (Oyamel, Pinabete, Tucum). Se le localizaba en los Cerros Tancitaro y de Angahuan, entre 2700 y 3040 m, sobre suelos profundos, bien drenados y húmedos.

Del género *Quercus* se encontraban el *Quercus castanea* Née (Encino negro o amarillo), *Quercus alba* (Encino Blanco, Urápiti), *Quercus uruapensis* Trel (Encino colorado, Charápiti), *Quercus albocincta* Trel. (Encino roble, cusi) *Quercus microphilla* Née (Encino charrasquilla, enano) y *Quercus ocotaefolia* Liemb. (Encino chilillo, laurentillo o capulincillo).

El estrato arbustivo y herbáceo estaba formado por *Baccharis conferta* H.B.K. (la escobilla), la *Senecio calcarius* H.B.K. (jarilla), *Rosamarinus officinalis* (Romero), *Pisonia oculeata* (Uña de Gato). Para el herbáceo se tenía al *Mendicargo denticulata* Willd. (La carretilla), *Cathestecum erectum* (la grama), *Chinopodium argentea* (Tanurite), *Dichondra argentea* (oreja de ratón), *Cynodon dactylon* (pata de gallo), *Euforbia maculata* (Yerba de la Golondrina), *Sporobulus argutus* (Zacate), *Sporobulus wrightii* Munro (Zacatón), *Selaginella cuspidata* (Doradilla), *Geranium mexicanum* (Mano de león) *Viola* spp.

En detalle y con base en lo anterior, Rees (1979) considera que la vegetación preruptiva de la zona en estudio se le podía dividir en 3 clases:

a) Zona de abetos, donde el *Abies religiosa* de altura de 45 m era el predominante y los arbustos y hierbas presentaban alturas variables entre 5 a 0.5 m

b) El bosque de pino-encino, que como se ha mencionado, cubrían a los suelos derivados de ceniza y viejas superficies de lava en las laderas y valles planos. los cuales por diferencias edáficas producían cuatro subtipos de vegetación:

1) Subtipo 1. Localizado en suelos bien drenados, derivados de ceniza prehistórica en las laderas de colinas. Era el más extenso. En este se presentaban especies como el *Pinus montezumae* y *Pinus pseudostrobus* con dos *Quercus* spp, formando pabellones de 30 m de alto. El estrato menor de *Alnus jorullensis*, *Clethra mexicana* (Jaboncillo, Palo cucharo), *Arbutus xalapensis*, *Crataegus mexicana* (Caíasa), *Lupinus elegans* (Garbanzillo), *Monnina xalapensis* (Palo de Mula), *Baccharis* spp (Ocuro), *Solanum* spp (Pichecua, Pitzecua) entre otros. El estrato herbáceo era menos variado en el bosque denso, con sólo 6 especies de pastos predominantes y se hacía más variada en el bosque abierto. En el antiguo bosque limpiado, como en los bordes de campos, la flora herbácea se hacía rica con muchas compuestas y malezas.

2) Subtipo 2. Crecía sobre suelos húmedos derivados de ceniza, en los cañones e incisiones incipientes, en conos y laderas y tenían árboles como el *Prunus capili* (cereso, capulin), *Arbutus xalapensis*, *Clethra mexicana*. En arbustos existían la *Monnina xalapensis*, *Salvia* spp (Hierba de barretero, Tepechía), *Fuchsia* spp. (Fusia) entre otras.

3) Subtipo 3. Sobre los húmedos malpaíses de lava en bloque. Crecían sobre las grietas de la lava. La lava de bloques sombreada estaba cubierta de algas, musgos y helechos, tales como *Pteridium*, *Adiantum*, *Cystopteris*, etc.. mientras que en sitios protegidos entre las rocas con algo de espesor de suelo y materia orgánica soportaban plantas suculentas, como *Agave* spp. Los árboles dominantes sobre el malpaís eran el *Pinus pseudostrobus* y *Quercus* spp que eran fuertemente explotados.

4) El subtipo 4. Sobre lavas intemperizadas con suelos escasos y rocosos. La mayoría de los sitios habían sido afectados por el hombre, por lo que la definición de vegetación "normal" era difícil. Se le empleaba para cortar madera o para pastoreo y algunas veces para cultivo si el suelo lo permitía. Predominaba el *Pinus leiophylla* y *Quercus peduncularis* incrementándose el *Pinus pseudostrobus* en sitios menos rocosos y leñosos.

c) Remanentes del bosque subtropical. Estaban restringidos a algunas barrancas húmedas con fuertes pendientes. En estas barrancas se incrementaba la mezcla de suelos, el bajo nivel de luz y el buen

drenaje del aire, favoreciendo los árboles mesófilos sobre los pinos adyacentes. Los árboles dominantes se daban en pabellones de 15 a 25 m de altura e incluía al *Quercus* spp. *Meliosma dentata*, *Pinus pseudostrabus*, *Prunus capuli*, etc. Los árboles cortos y arbustos iban de 7 a 15 m, por ejemplo *Tilia hougii*, *Clethra mexicana*, etc. Los grandes árboles se veían cubiertos con epífitas, mientras que los arbustos pequeños y el estrato herbáceo incluían especies inusuales como la *Woodwardia* spp.

En las etapas iniciales de la erupción, a causa de la fuerte lluvia de cenizas, los árboles de los alrededores fueron totalmente desfoliados y aparentemente muertos. Otras especies se adaptaron pobremente a los depósitos de ceniza, los estratos de musgos-líquenes y herbáceo fueron sepultados, aunque sorprendentemente algunos helechos y pastos mostraron gran resistencia al ser capaces de ponerse sobre gruesos espesores de ceniza. Las epífitas parecían bajo tales condiciones y sólo algunos arbustos sobrevivían al sepultamiento parcial o total de ceniza.

Entre las principales causas de afectación de la vegetación están las de sepultamiento completo y parcial por ceniza o lava que restringía el acceso de las raíces al oxígeno; la desfoliación y prolongada ausencia de hojas por cubrimiento del follaje con ceniza que obstruía las estomas impidiendo su respiración y la utilización de la luz solar; el rompimiento por peso de la ceniza de las cimas de los árboles y de las ramas o incluso por lluvias ácidas no registradas o gases volcánicos o formación de ácidos tóxicos mezclados en la ceniza y el suelo (Foshag y González, 1956; Rees, 1979).

Los factores de supervivencia de las plantas dependieron en principio de los espesores de la ceniza de caída. Segerstrom (1950) consideraba que la isopaca de 1 m (de 10 km de largo por 7 de ancho) representaba el límite de devastación para un nuevo volcán.

A un año de actividad, la zona de muerte de vegetación se extendía cerca de 5 km al suroeste del volcán. Para 1946, fecha en que se estimaba que cerca del 80% de la ceniza emitida por el volcán ya se había depositado, autores como Egger (1959a y 1959b) y Rees (1979) establecen cuatro áreas de destrucción y recuperación de la vegetación: A) zona de muerte total, la cual coincidía con el área del cono y el campo de lava; B) zona de casi muerte total, donde la mayoría de las especies de todos los tamaños fueron eliminadas, incluía a la zona de *Abies* muerta sobre del Tancítaro. El promedio de profundidad de ceniza era de 1.5 m; C) primera zona de supervivencia parcial, caracterizada por árboles dañados y muerte de arbustos y hierbas; los espesores de ceniza iban de 0.5 a 1.5 m y D) segunda zona de

supervivencia parcial, caracterizada por un ligero daño a árboles y parcial supervivencia de arbustos y hierbas. la profundidad de ceniza era de 0.15 a 0.5 m.

Todavía en 1945 la reproducción de plantas de semillas sepultadas no se daba, ya que la ceniza inhibía la germinación, posiblemente por obstaculizar la aereación. De 1945 a 1950 muchas de las plantas preeruptivas sobrevivientes se reproducen y comienzan a establecerse en distintas situaciones, ya sea bajo el resguardo de árboles, arbustos y hierbas o en antiguos suelos descubiertos por efectos de erosión, así como en las playas. De entre las plantas sobrevivientes más notables se citan a arbustos como el *Baccharis pteronoides* DC. dos especies de hierbas *Argemone platyceras* Link. & Otto y *Miarabilis longiflora* L. y tres pastos *Cynodon dactylon*, *Epicampes* sp., *Digataria velutina*, su habilidad de supervivencia en espesores de 50 cm fue debida, tanto a la adaptabilidad de los tubérculos, como al desarrollo de raíces adventicias en la ceniza.

Eggler (1963, citado por Delgadillo y Cárdenas, 1995) reporta que para 1950 se daba el crecimiento de musgos sobre las coladas de diferente edad, sin intentar dar la secuencia de colonización, sino sólo su dispersión, registrándose 4 de ellos *Bryum cuspidatum* Schimp [=B. creberrium Tayl.?, *Dicranella alpina* (C. Muller) Par., *Physcomitrium* sp., y *Pogonatum carionis* (C., Muller) Par. [= *P. oligodus* (C. Muller) Mitt., de acuerdo a Méndez 1986] (Delgadillo y Cárdenas, 1995).

En apariencia, no existía un grupo taxonómico o ecológico que encajara mejor en los depósitos volcánicos, sino más bien dependía de las características particulares de las condiciones planta-ambiente locales; así, los líquenes, algas, y musgos estaban presentes sobre flujos del Parícutin a tan sólo 3 años; los helechos llegan al cuarto año. Las semillas de plantas pioneras (angiospermas) se encontraron en el borde del cono a los 5 años de cesada la actividad. Sin embargo, las plantas del flujo ocupaban solo una pequeña parte del total del área. En 1952 ninguna planta crecía en los lados del cono, pero a los cinco años (1957) de acabada la actividad, Segerstrom (1966) encontró líquenes y 2 especies de angiospermas (*Gnaphalium* y *Eryngium*) en el borde del cráter; ninguna en campos con gran cantidad de ceniza (Eggler, 1959a).

En la zona en estudio la diseminación que en su mayoría fue por acarreo del viento y aves, fue rápida y posible porque los focos de germoplasma de las plantas se encontraban a distancias de 1 km de la cima del volcán al borde oriental del derrame y a 3 km del centro de la lava al borde del flujo, siendo en principio las plantas pioneras aquellas capaces de fijar nitrógeno o de obtenerla de las lavas y cenizas que lo contienen en forma de clorhidro de amonio, el cual puede ser parte de la roca conforme se enfría o se

concentra en los gases de las fumarolas. Se encontró que en zonas desprovistas de vegetación, el nitrógeno se hallaba a mayores profundidades, en tanto que donde las plantas estaban presentes, el contenido de nitrógeno era mayor en superficie que en profundidad (con valores entre 15.2 a 277.7 ppm) (Eggler, 1959b).

En el verano de 1958 (a 6 años y medio de haber cesado la actividad) Beaman (1960) colectó 14 especies de plantas vasculares cerca del borde del cráter. Incluía 4 especies de helechos, 1 pino, 1 pasto, 5 compuestas, una *Buddleia* y 2 especies no identificadas. Un aspecto interesante es que incluía *Gnaphthodium* pero no *Eryngium*, de las plantas previamente colectadas por Segerstrom, lo que presupone la desaparición y aparición de nuevas especies en el proceso de sucesión de acuerdo al desarrollo de las condiciones locales.

De 1959 a 1960, Eggler (1963, citado por Delgadillo y Cárdenas, 1995) menciona que la cobertura de musgos se incrementa sobre todo en las zonas de fumarolas, detectando *Anomobryum filiforme* var. *Mexicanum* Schimp. (= *A. filiforme* var. *Filiforme*), *Bryum argenteum* Hedw., *Mielichhoferia praticola* Card. [= *Schizymenium campylocarpum* (Hook & W. Arn.) Shaw], *Philonotis uncinata* (Schwaegr.) Brid., *Physcomitrium* sp. y *Pohlia* sp. (Delgadillo y Cárdenas, 1995).

Para 1960, 33 especies de plantas (2 pinos, 15 angiospermas, 12 helechos y 4 musgos) crecían en los flujos de 1944, 45 y 50, donde existía una densa cantidad de arbustos y hierbas que crecían en los hornitos cerca del cono. De dos especies de plantas vasculares vistas por primera vez en el cono en 1957, pasaron a 28 especies en 1960 (Eggler, 1959 citado por Luhr y Simkin, 1993). Frondosos árboles jóvenes crecían en parte del área forestada antes de la erupción. Sin embargo, las plantas nunca invadieron exitosamente el manto de ceniza del bosque o de campos donde los espesores eran de más de 10 cm; pues la ceniza continuaba inhibiendo la invasión de plantas, a menos que ya existieran o que hubiese suelo antiguo o por excremento de animales.

Para 1965 la mayoría de las grietas de las rocas en el campo de lava norte tenían musgos con muchos helechos y algunos pocos arbustos, e incluso pinos de hasta 2.5 a 3 m de alto. Las grietas del campo de lava sur seguían con vegetación muy dispersa. Por su parte, la vegetación del cono estaba mejor establecida en 1965 que en 1960. Grandes áreas dentro del cráter, como a 20 m abajo del borde norte estaban casi completamente cubiertas de pasto en junio de 1965. Las plantas colectadas incluían *Pernettya*

mexicana camp que no había sido previamente colectada por Beaman, ni mencionada por Egger (Segerstrom, 1966).

Para 1972 la vegetación del área devastada estaba retardándose en el proceso de sucesión, por la ausencia de fuentes de semillación, nutrientes inadecuados, pastoreo excesivo, etc. En 1978 la vegetación sobre el campo de lava cubre las grietas con árboles y arbustos dispersos, al menos 3 árboles fueron frecuentemente vistos en las lavas de más de 4 m, siendo los más comunes *Buddleia cordata*, *Clethra mexicana* y *Pinus leiophylla*. (Rees, 1979).

Para 1987 Inbar (1990) contó 20 pinos en el cráter, algunos de ellos de hasta 3 m de altura. Explica el rápido desarrollo de la vegetación (de hasta un 50%) en unos 50 m sobre las partes superiores del cono entre 1987 y 1990, debido a la acumulación de material intemperizado en las paredes internas y el decrecimiento de las pendientes en los sitios de crecimiento.

En 1990, Villers e Inbar encuentran 8 nuevas especies (tres plantas vasculares en los flancos del cono y cinco más en el cráter no reportadas previamente) y además, la vegetación se establecía de acuerdo con la exposición en la ladera norte, así como en la cara noreste en donde el sustrato de escoria gruesa permitía el desarrollo de la vegetación, en su mayoría musgos *Anobryum filiforme* var. *mexicana* y una planta bascular *Gaultheria hartwegiana* spp. *scrabrescens*. En la cara noroeste, con un sustrato de bloques se daba un gran número de pinos (*Pinus leiophylla*) encontrándose en 500 m² cerca de 23 pinos, los que midieron entre 0.5 a 1.8 m de altura, el mayor de ellos de 3 m. Alrededor de los pinos varias plantas de diferentes familias: gramíneas -genus *Muhlenbergia minutifolia*-, compuestas -genus *Eupatorium*- (Inbar et al, 1993).

En 1994 Delgadillo y Cárdenas encontraron en las coladas de la parte norte 13 especies de musgos de las cuales sólo 3 de ellas ya habían sido observadas por Egger (1963), citado por Delgadillo y Cárdenas (1995) y subjetivamente considera que la *Campylopus pilifer* y *Pogonatum* spp. parecen ser las más frecuentes por tener una amplia cobertura, seguidas por *Anomobryum filiforme*, *Anoetangium aestivum* y *Bryum brillardieri*. Considera que el número de especies de musgos no se ha incrementado sustancialmente desde los trabajos de Egger, aunque existen algunas diferencias en la composición de especies debido tal vez a los cambios en los conceptos de taxonomía y a la falta de identificación (Delgadillo y Cárdenas, 1995).

En 1995 se colectaron en la ladera interna noroeste dos especies no reportadas previamente pertenecientes a la familia de las cactáceas, género *Opuntia*. (Nopal) (Foto 8) y al de la *Amaryllidaceae* del género *Agave*³² (Maguey) (Foto 9). Es interesante notar en la laderas externas norte, noreste y noroeste la gran presencia de musgos previamente citados y el colectado *Campilopus flexuosus*³³ cuyas presencias ha empezado a estabilizar el ángulo de reposo de los materiales de estas laderas y facilitando el acceso a nuevas áreas de invasión para otras plantas como el tepozán y la *Ericacea gaultheria* sp.³⁴.

Las coladas sur del campo de lava presentan nichos de microhabitat de avanzada en las zonas donde la erosión pluvial y fluvial ha dejado al descubierto las crestas del derrame, ya que donde la ceniza presenta un fuerte espesor el terreno sigue sin vegetación. Destacan en esta parte algunos pinos aislados del género *montezumae*, *pseudostrobus* y *leophilia*, plantas basculares como *Rubiacea bouvardia* sp., *Compositae gnaphalium*, *Bacharis conferta* L., helechos como la *Adiantacea Pityrogramm* calomelanoes (L.) Link, *Adintacea Cheilanthes* hirsuta Link y pastos tales como *Aegopogon tenellus* y *adistidae* sp.³⁵ Asimismo, los derrames de la parte norte siguen con una mayor dispersión de vegetación, pero con zonas de avanzada en aquellos lugares donde la acumulación de sedimentos finos ha permitido la formación de suelos y donde la fuente de semillaje está más próxima.

En 1996, la mayoría de los pinos previamente reportados en el cráter fueron removidos parcial o totalmente por el hombre quedando solamente el estrato rasante de pastos, musgos y líquenes lo que ha acelerado los procesos de erosión en aquellas laderas.

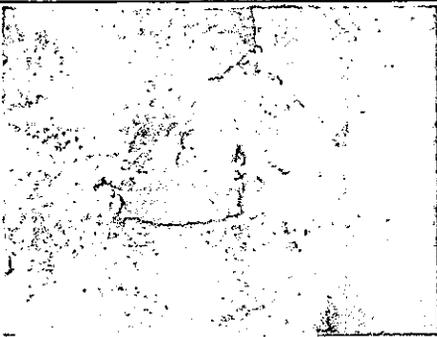


Foto 8. *Opuntia* Sp. colectada en la ladera interna NW del volcán



Foto 9. *Agave* Sp. Colectada en la ladera interna NW del volcán

³² Colectado por Gabriel Legorreta y Guadalupe González Medellín y determinado por el biólogo Salvador Arias del Jardín Botánico de la UNAM

³³ Colectado por Gabriel Legorreta Guadalupe González Medellín y determinado por el Dr. Delgadillo M. del Inst. De Biología, UNAM.

³⁴ Colectado por Gabriel Legorreta Guadalupe González Medellín y determinado por el biólogo Rogelio Fregozo Rodríguez

³⁵ Colectado por Gabriel Legorreta y determinado por los biólogos M.C. Rosa María Fonseca Juárez en los pinos, M.C. Ernesto Velázquez Montes para los helechos, Elizabeth Moreno Gutiérrez para *Rubiacea*, *Agaves* y *Amaryllidaceae* y las gramíneas por la bióloga Patricia Dávila.

6.6 Fauna

Biogeográfica o zoogeográficamente, el estado de Michoacán pertenece a la región neártica, provincia Neovoulcaniense y Neotropical, provincia Balsas-Sudpacifiquense. Predominan en el Cinturón Volcánico Mexicano por ser zona de transición, conejo, coyote, mapache, comadreja, venado cola blanca, gato montés, puma, cacomixtle y presenta todos los tipos de aves localizables en la entidad. Su distribución, pese a ser menos dependiente del ambiente por su locomoción, sí se ve afectada por factores como temperatura, luminosidad, precipitación, vegetación e hidrología y ciertamente por la alteración del medio hecha por el hombre (Correa, 19974 y 1979).

Arias Portillo (1945) menciona para el área en estudio antes de la erupción, además de las ya citadas y como complemento de los recursos de la zona boscosa, a los reptiles como víbora cascabel, serpiente alicante, víbora hocico de puerco, coralillo, etc., mientras que las aves más abundantes eran huilotas, yaces, jilgueros, primavera, mulatos, cuervos, correcaminos, aguilillas, carpinteros, tarengos, lechuzas, tecolotes, gavilan y gavilancillo. Sin embargo, esta cantidad de fauna, tanto por cantidad como por variedad, no es tan abundante como pudiera serlo por los diversos factores que afectan su distribución y sobre todo, por la destrucción que en ese entonces ya se daba fuertemente en la zona boscosa para su utilización en áreas de cultivo.

Al iniciar la actividad, la influencia del volcán sobre la vida salvaje, aunque poco evidente, permitió interesantes observaciones, como una rápida disminución en la población y al parecer no tanto por temor, ya que aun en los periodos más violentos se observaron aves y animales. El primer animal en desaparecer fue el venado, el conejo y con éste, el coyote. Las ardillas desaparecieron con los pinos y conos. Pequeñas aves como la trepadora persistían alimentándose de insectos abundantes en el bosque, pero eventualmente también dejan el área (Foshag, 1956).

La fuerte caída de ceniza en las primeras etapas, rompió o alteró parcial o totalmente la cadena alimenticia, al afectar a los factores indirectos de los que depende la distribución de los animales. Las zonas de bosque mixto y de coníferas, al ser aniquilados impidieron el desarrollo y la correcta relación de los niveles tróficos.³⁶ Así, al verse impedida la fotosíntesis, se afectó directamente a los consumidores

³⁶ Son los recursos bióticos y biológicos representados por los seres vivos que se agrupan en diferentes niveles llamados tróficos, de acuerdo al flujo de energía que se establece entre ellos.

primarios (herbívoros) y estos a su vez a los secundarios (carnívoros). lo que motivó una mayor dispersión y migración de la vida animal. Segerstrom (1966) estima que la mayor parte de las formas de vida fueron exterminadas a distancia de 5 a 8 km del cono.

Los vientos llevaron insectos de varias especies que caían por la lluvia de ceniza, entre ellas polillas y mariposas. El Dr. Atl (1950) reportó que el fuerte viento del oriente en octubre de 1943 arrastró enjambres de mariposas hacia la zona, saltamontes y otros insectos, alimento de los animales remanentes. Tras dos años de actividad los zorros aún existían, a diario se observaban cuervos en las laderas del cono, ya que los atraían la gran cantidad de insectos. La vida reptil no fue común. Pocas víboras se observaron, las ranas murieron (Foshag, 1956).

En junio de 1944 Ordóñez (1945) observa cerca en San Juan Parangaricutiro un par de ardillas buscando refugio, así como un centenar de pájaros llamados "paningos", más grandes que un gorrión y también algunos pájaros azules "ruines". Reporta la presencia cuervos y zopilotes y de millares de mariposas blancas y amarillas que morían en las tierras desoladas.

En 1945 Hartweg y Burt observaron cerca de San Juan Parangaricutiro menos de una docena de pájaros que el año anterior. Mientras que en 1945 contaron más de 32 tipos, tanto insectívoros como frugívoros. La presencia de una gran cantidad de ratones cerca de los campamentos, la atribuyen a los desechos de científicos y turistas. Observan en Corupo (10.5 km al NNE del cono) topes que desaparecían donde la ceniza tenía unos 15 cm de grosor, también reportan la presencia de una zorra gris a unos 800 m del cono (Burt, 1961 citado por Luhr y Simkin, 1993).

De lo expuesto anteriormente Segerstrom (1966) estima que es a partir de 1944 cuando los animales de la región realizan una rápida y fuerte recuperación. Para 1947 se reporta la presencia de cerca de 40 tipos de aves, coyotes, murciélagos, saltamontes, ardillas (Burt, 1961, citado por Segerstrom, 1966). Burt menciona también en 1947 la presencia de salamandras, ranas, pájaros carpinteros y golondrinas en colonias de 20 a 30 individuos cerca de San Juan Parangaricutiro, fauna no reportada en 1944 y 1945.

Para 1965 Segerstrom (1966) considera que la mayoría de las formas de animales preexistentes habían reaparecido, excepto las tuzas, guacamayas y abejas. En el borde del cono reporta la presencia de arañas y polillas.

En 1992 en el cono ya podían encontrarse algunos insectos como saltamontes (Foto 10), arañas, hormigas y lagartijas de collar (*Squeloporus torquatus*³⁷ Wiegmann, 1828) (Foto 11), así como un panal de abejas (Foto 12) en la ladra noroeste, mismo que en 1996 desaparece por la tala. Asimismo, cuervos y otras pequeñas aves se observaron volando en el cráter. En la zona de la colada norte cerca de San Juan Parangaricutiro se recolectó una pequeña rana que por su juventud era inmadura para su correcta identificación, pero muy probablemente subsisten en las coladas al aprovechar la humedad de las grietas y la presencia de suelos y vegetación dentro de las mismas. La zona de llanos al ser de más fácil acceso se permite el desarrollo de especies más grandes como el conejo y coyote (Foto13).

Foto 10. Saltamontes localizado en la ladera externa sur del cono.	Foto 11. Lagartija de collar localizada en la ladera superior suroeste del cono.	Foto 12. Panal de abejas localizado en 1990 dentro del cráter.	Foto 13. Destrucción de la fauna nativa en el llano Chorotiro.

6.7 Aspectos Humanos y Uso de Recursos Volcánicos

La mayoría de las poblaciones se fundaron en el siglo XVI por monjes españoles, las tierras comunales se daban hasta finales del siglo XIX (la comunidad tenía el título de todas las tierras y los pobladores la heredaban o compraban su uso). A inicios del siglo XX inicia la transición a propiedad (escritura) privada, esto se detuvo en los años cuarentas al tomar fuerza el Código Agrario. Al tiempo de la erupción había dos tipos de tenencia: comunal y privada. Un tercer tipo, el Ejido (tierra comunal; el gobierno tiene el título, pero el derecho al uso es del individuo perteneciente a la comunidad ejidal) había sido introducido por el gobierno federal en Zacán previo a la erupción (La hacienda (forma privada) existía sólo en la parte alta del río Itzicuaru en áreas no taráscas (Rees, 1979; Arias Portillo, 1945)).

³⁷ Colectada por Gabriel Legorreta e identificada por el biólogo Juan Manuel Martínez Vargas del Museo de Zoología FES Zaragoza.

La utilización de los recursos naturales por parte de las comunidades indígenas de la región, previa a la erupción, era explotar en pequeña escala la agricultura de subsistencia de maíz (el más importante y al que se le prestaba mayor atención. Ocupaba el 50% de la superficie total cultivada), trigo, frijol, chile verde, y en reducida escala la papa, el camote, la cebada, la cebolla, el jitomate, la calabaza, y el chícharo y escasamente representadas, las legumbres (repollo, lechuga, zanahoria, etc.) en los claros del bosque. La explotación de la trementina en el bosque se daba en mayor proporción.

Aunque en la mayoría de los casos la agricultura proveía la principal, si no es que la única entrada económica de los pobladores, el bosque era tomado como suplemento. Los métodos tradicionales de cultivo involucraban la labor manual y el uso del labrado con un palo de madera empujado por bueyes. Utilizar maíz híbrido y fertilizantes no era aceptado por la mayoría de las familias (Valencia, 1943a; Arias Portillo, 1945; Rees, 1979).

El 50% de la población combinaba las actividades agrícolas y ganaderas con la forestal, cerca de un 15% se dedicaba únicamente a la agricultura, el resto todo el año, exclusivamente a la actividad forestal (Arias Portillo, 1945).

En la actividad forestal la explotación de la trementina se practicaba realizando un pequeño corte vertical en la base del tronco de los ocotes, incrustando una lámina acanalada en la parte inferior del corte, y debajo de ella se colocaba un recipiente de barro cocido, para que cada 8 ó 15 días pasaran los recolectores y los llevaran a centros de beneficio en Uruapan, donde se transformaba en brea o aguarrás (Valencia, 1943a; Arias Portillo, 1945). Además, en el bosque las mujeres recolectaban plantas comestibles, hongos, y otras plantas medicinales para uso familiar y venta en Uruapan (Rees, 1979).

También existía en pequeña escala el cultivo de los árboles frutales que integraban huertas mixtas, con aguacate, café, plátano, naranja, lima, limón, durazno, peral, etc. En San Salvador Parícutin se cultivaba en sus terrenos planos que lo rodeaban, el maíz, así como frutos en pequeñas huertas con árboles de peras, manzanas y duraznos que mucho ayudaban al mantenimiento de sus habitantes (Ordóñez, 1943a y 1945; Arias Portillo, 1945).

La baja calidad y falta de zonas apropiadas de pastoreo condicionó una ganadería escasa; se citan en orden de importancia económica los ganados lanar, vacuno, porcino y caballar, siendo los sitios de mayor pastoreo las zonas cercanas a las poblaciones (Arias Portillo, 1945; Rees, 1979).

El comercio a nivel local de las poblaciones cercanas confluía, en general, en la cabecera municipal de San Juan Parangaricutiro, sobre todo los domingos, con un mundo de compradores y vendedores, donde había desde golosinas hasta ropa, con dinero procedente de la venta de resina (Cuara, 1985).

Con la actividad volcánica la agricultura se perdió parcial o totalmente (a distancias de hasta 8 km del cono) no sólo en lugares cercanos (ya que donde el maíz era sembrado bajo espesores de ceniza, donde las raíces podían penetrar hasta el suelo original éste germinaba, pero pronto se amarilleaba y moría, ya sea por sepultamiento o por la presencia de hongos) sino también a mayores distancias, como fue el caso de Los Reyes, donde la abrasión de ceniza dañó la caña y se infectó de hongos (con pérdidas de un 80 a 90%), a más que los azolves cubrieron de escombros los campos. En Uruapan impidió la polinización del aguacate (Valencia, 1943b; Foshag, 1956; Rees, 1979; Segerstrom 1950).

Posteriormente, la ceniza benefició la agricultura de las zonas no devastadas por el depósito de menos de 25 cm, ya que mató a las especies que destruían a las plantaciones de frutales (Arista Portillo reporta excelentes cultivos de trigo y cebada hacia el río Itzicuaró, donde el espesor era de 3 cm) (Valencia, 1943b; Foshag, 1956; Rees, 1979; Segerstrom 1950).

Localmente la agricultura fue interrumpida, al menos durante el primer año, donde el espesor de ceniza era mayor a 10 cm. Se reinició en pocos lugares en 1944 y mientras pudo vivir un número de pobladores del alquiler del caballo a los turistas, o de la venta de provisiones. De 1946 a 1948 el negocio turístico se hacía alternadamente por grupos de guías de Angahuan, Caltzontzin y San Juan Nuevo. Para mediados de los años cincuenta disminuye el turismo. Sigue siendo atendido en su mayoría por Angahuan. Otros emigran hacia las ciudades y algunos aprovechando la oportunidad del programa "bracero" a inicios de 1944, emigran hacia los Estados Unidos (Valencia, 1943b; Foshag, 1956; Rees, 1979; Segerstrom 1950).

El único intento de cultivar sobre espesores mayores a 0.5 m se hizo en Zirósto (8.5 km al NW del volcán). Inician paleando la ceniza de sus terrenos en 1944 y en diciembre de 1960, entre un tercio y la mitad de Zirósto había sido limpiada de esta forma. Áreas con menos de 0.5 m cultivadas antes de la erupción habían sido reclamadas por los agricultores en 1945 (Segerstrom 1952).

El polvo volcánico al ser inhalado diariamente por los animales formó depósitos pétreos en los pulmones. lo que ocasionó la muerte de un 10% de los semovientes (unos 4500 bobinos, unos 500 caballos y un número indeterminado de cabras y ovejas). Así, la ganadería, que era limitada, fue necesario extraerla de la región (estimándose un 50%) para salvarla (Arias Portillo, 1945).

La explotación forestal se incrementa por el enorme volumen de ramas rotas y árboles muertos disponibles y también porque el gobierno permitió el clandestinaje temporal de la madera. Y si bien antes era pobremente pagada esta actividad, con la colecta y venta de dicha madera, los precios de los mismos bajaron a niveles no económicos. La colecta de resina de medio tiempo se convirtió en tiempo completo, pagada aún menos por la contaminación por ceniza, lo mismo que la venta de carbón (Rees, 1959).

El pastoreo se recuperó parcialmente sin llegar a los niveles de la época anterior a la erupción y limitándose a áreas forestales donde crecían algunas semillas, en laderas erosionadas donde aparecía el antiguo suelo, en las zonas de playas y de cultivo cercano a las poblaciones (Rees, 1979).

En los años cincuenta se llevan a cabo experimentos para mejorar la agricultura, por parte de Eduardo Limón, quien demostró que la ceniza debía ser fuertemente fertilizada y continuamente nitrogenada para producir maíz, pero el campesino no poseía los recursos para realizarlo y el gobierno no los apoyó. Sería hasta los años setenta en que se generaliza su uso (Rees, 1979).

Al volver parcialmente la fertilidad en áreas de mediana caída de ceniza, en forma natural o con ayuda humana, se presentan incidentes de agresión con perdidas humanas, debido a que se perdieron los límites de las parcelas. En 1969 se reúne gente de Nuevo San Juan y Caltzontzin para examinar sus conflictos, los que retardan el regreso de esta población a la zona volcánica y continuaban en 1971 (Nolan 1979, citado por Luhr y Simkin, 1993).

La mayoría de los campesinos cultivaban en zonas de 15-25 cm de profundidad. Las de 25 cm iniciales de ceniza para 1958-1962, con la erosión poseían profundidades de 15 cm. En lugares de 25 a 50 cm de profundidad el cultivo era conspicuo, variando de un lugar a otro. Con el tiempo, los campesinos intentan enriquecer el suelo agregando materia orgánica (1978) en Angahuan de lo que resultan maíces pequeños. En zonas de más de 50 cm de profundidad el cultivo fue limitado donde la ceniza se removió o donde se deponía materia orgánica y suelo de las laderas adyacentes. Para 1978 el maíz se cultivaba ya en cuencas pequeñas de escombros de suelos y en pequeños sitios en los márgenes de la lava (Rees, 1979).

Desde 1973 el gobierno financia el soporte técnico para zonas de cultivo en Angahuan y Zirósto, con créditos para fertilizante químico. La comisión forestal del Estado da capullos de membrillo (*Cydonia oblongata*) y otros árboles frutales. Los sitios más profundos en ceniza han sido reclamados como forestales. Actualmente una porción de Zirósto soporta aguacate (Rees, 1979).

En los años setenta la recolecta de madera para quema es una actividad menor por emplearse el petróleo en las poblaciones. El carbón se sigue explotando pese al uso de gas. Continuos esfuerzos han hecho las oficinas forestales federales para restringir la explotación a las cantidades usadas para cada población. Sin embargo, los productos se venden a mercados locales y más lejanos con o sin permiso.

El futuro económico de las diversas comunidades fue establecido por su actitud (desintegrarse como comunidad, unirse aún más para reestablecer sus actividades, etc.) principalmente tomada en el periodo de la erupción (Bullard, 1982a) y en muchos casos la influencia eclesiástica ha sido la conductora principal de éste, así por ejemplo, algunas se han reorganizado para formar comunidades más fuertes y han creando unidades forestales como la de Nuevo San Juan Parangaricutiro, para una mejor explotación de los recursos forestales, creándose viveros de pinos sembrados en áreas donde la ceniza aún permanece sin cultivarse por su grueso espesor. En los años ochenta el 70% de su población se dedicaba al trabajo forestal, principalmente a la industria, el transporte y la resinación, el 15% a la fruticultura, un 10% a la agricultura y el restante a la ganadería (Saucedo y Acosta, 1989). Además, han aprovechado el beneficio de resguardar al Señor de los Milagros como fuente de ingresos por peregrinaciones y turismo (Nolan, 1991, citado por Luhr y Simkin, 1993).

Otras, pese a ser menos afectadas físicamente, se dismantelaron socialmente como en el caso de la comunidad de Zirósto. Algunas como la de Parícutin, hoy Caltzontzin, pese a recibir el apoyo del gobierno, en la actualidad han pasado a ser una zona restringida física y socialmente en su proceso de incorporación y absorción a la creciente urbe de Uruapan (Bullard, 1982). Angahuan se ha dedicado al turismo, construyendo en 1982 un mirador y en 1993 un museo y Zacán ha prosperado por su alto número de profesionistas que regresan a laborar (Nolan, 1991, citado por Luhr y Simkin, 1993).

Otro interesante desarrollo humano ha sido el surgimiento de relatos, de música nativa y otras formas de expresión (Fotos 14 y 15) que describen la historia del Parícutin y que se han incorporado ya a

la rica tradición de los pueblos del área en estudio que datan desde el siglo XVI, como la danza de los Cúrpites (6 al 8 de enero), la de la Virgen del Hospital (15 de agosto), la fiesta del Señor de los Milagros (14 de septiembre) (Mendoza, 1987 y 1988; Yavala, 1965).



Foto 14. Expresiones artísticas de la erupción en el museo local de Angahuan.

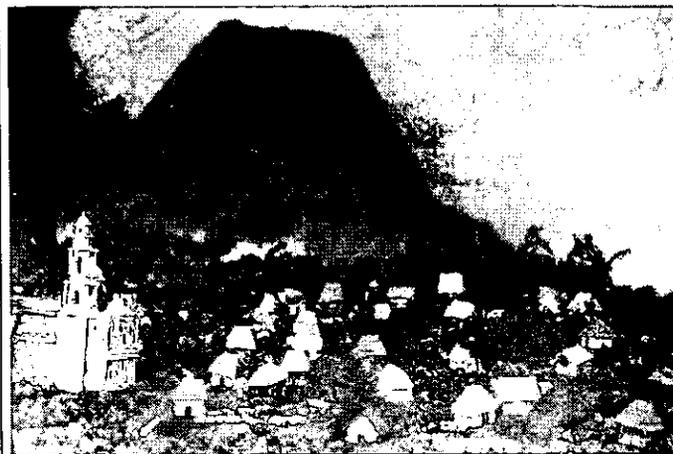


Foto 15. Maqueta en la iglesia de Nuevo San Juan Parangaricutiro ilustrando la destrucción de la antigua iglesia y la erupción.

7. Marco Geológico

El plano regional es importante para situar y explicar la constitución geológica y las estructuras de la zona en estudio, la cual corresponde a la provincia fisiográfica denominada entre algunos de sus nombres como Cinturón Volcánico Mexicano (Figura 29). Este es un conjunto de planicies escalonadas donde se asientan volcanes, situado aproximadamente entre los paralelos 19° y 20° de latitud norte, que marcan el extremo meridional de la Altiplanicie Mexicana y la separa de la Depresión del Balsas. Mide unos 100 a 200 km de ancho por 1000 a 1200 km de largo e incluye las prominencias topográficas más altas de México, como el Pico de Orizaba (5650 m), el Popocatepetl (5450 m), el Iztaccíhuatl (5280 m), el Nevado de Toluca (4560 m), La Malinche (4460 m), el Nevado de Colima (4340 m), el Tancítaro (4180 m), etc. La mayor parte de los amplios valles que se intercalan entre estas montañas, se sitúan a altitudes cercanas a los 2000 m (Rzedowski, 1983).

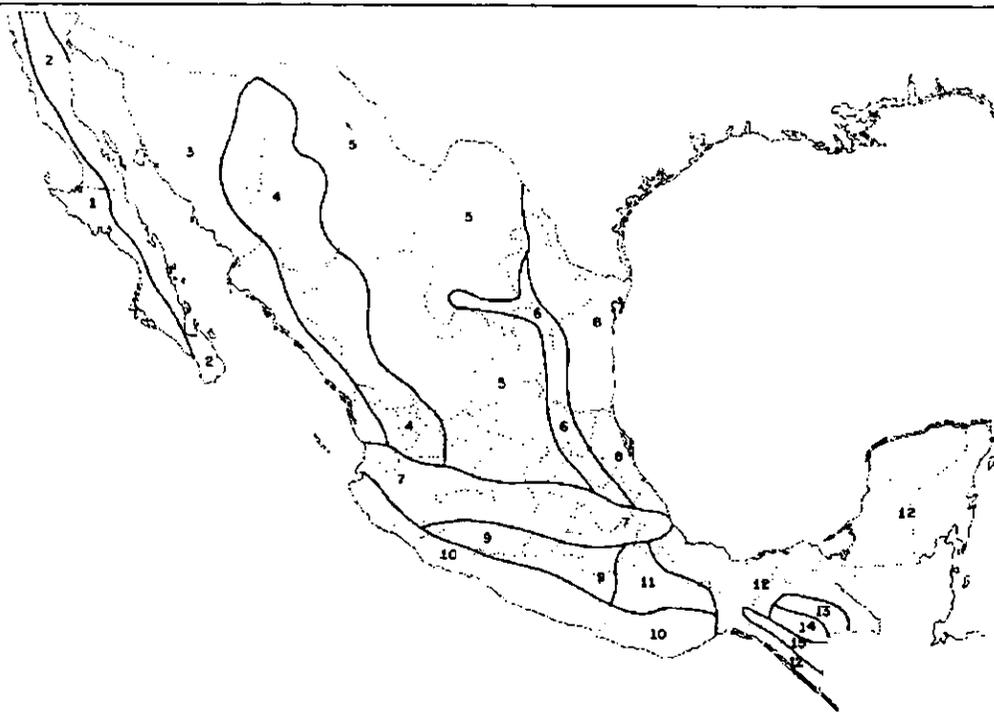


Figura 29. La complejidad de nuestro territorio en cuanto a clima, suelo, vegetación, flora, fauna, etc. hacen necesario dividir al paisaje en áreas caracterizadas por afinidad de rasgos para localizar los hechos y fenómenos que se dan sobre la Tierra. A estas unidades se les llaman provincias fisiográficas³⁸. La Meseta Tarasca y dentro de esta el volcán Parícutín se encuentran sobre la provincia fisiográfica denominada Cinturón Volcánico Mexicano (7) (Fuente: Rzedowski, 1978, p. 23)

³⁸ Las provincias fisiográficas de México con base en Rzedowski, (1978) son: 1. Planicie Costera de Baja California, 2. Sistema montañoso de Baja California, 3. Planicie Costera Noroccidental, 4. Sierra Madre Occidental, 5. Altiplano Mexicano, 6. Sierra Madre Oriental, 7. Eje Volcánico Transversal, 8. Planicie Costera Nororiental, 9. Depresión del Balsas, 10. Sierra Madre del Sur, 11. Sistema montañoso del norte de Oaxaca, 12. Planicie Costera Suroriental, 13. Macizo Central de Chiapas, 14. Depresión Central de Chiapas, 15. Sierra Madre de Chiapas.

Aunque el Cinturón Volcánico Mexicano pertenece a la cadena volcánica Circunpácífica, éste no es paralelo a la zona de subducción (trinchera Mesoamericana), formando un ángulo de unos veinte grados respecto a aquella, de la que resulta un arco continental que marca la zona de subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana, las cuales convergen en rangos estimados de velocidad de desplazamiento de 6 a 7 cm por año (Figura 30)(Verma, 1987).

Debido a su arreglo particular que tiene entre todas las zonas de subducción alrededor del Pacífico, existe una gran cantidad de hipótesis y modelos propuestos para aclarar el problema y su vulcanismo transcontinental calcialcalino. Al respecto este apartado está basado en gran parte en el trabajo de Alain Demant (1978, "Características del Eje Neovolcánico y sus problemas de interpretación."), así como en el de S. P. Verma (1987, "El Cinturón Volcánico Mexicano: estado actual de conocimiento y problemas no resueltos.") y reseñas críticas de los trabajos anteriores.

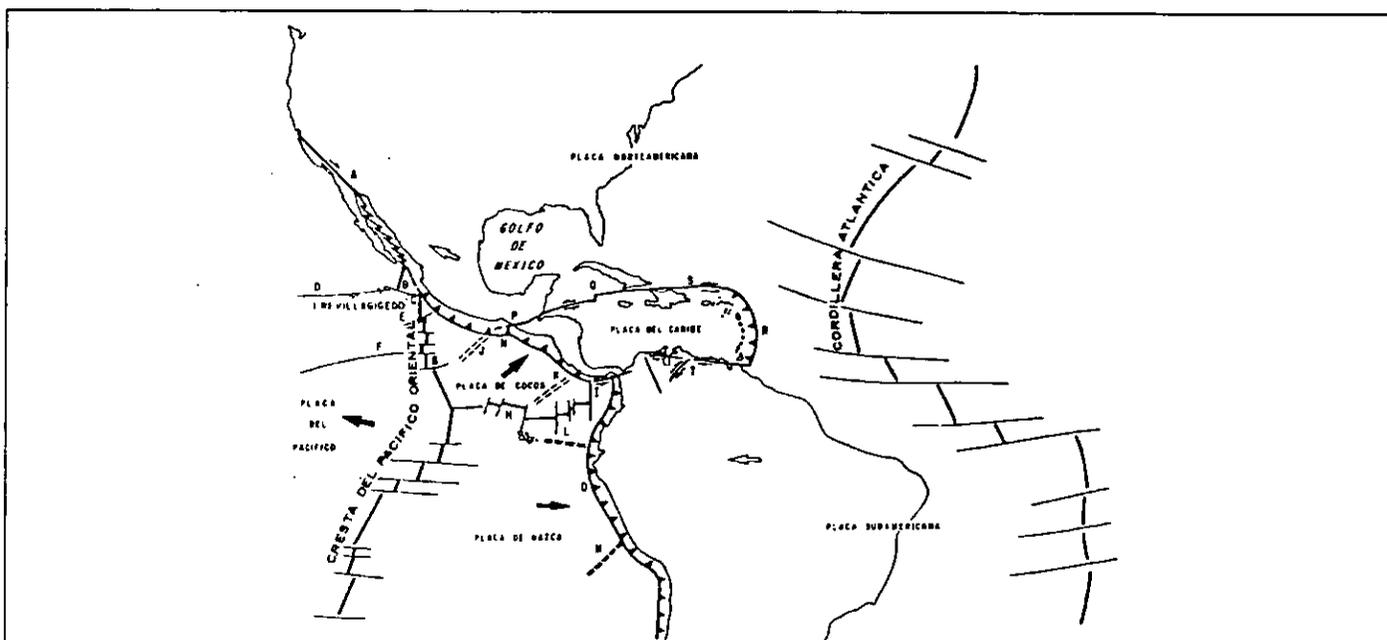


Figura 30. Tectónica del Caribe y del Pacífico Centro-Oriental. A) Sistema de fracturas de San Andrés-Golfo de California; B) Fractura de Rivera; C) Rivera Triple Junction; D) Fractura de Clarión; E) Fractura de Orózcó; F) Fractura de Siqueiros; G) Fractura de Clipperton; H) Cresta de las Galápagos; I) Fractura de Panamá; J) Cresta de Tehuantepec; K) Cresta de Cocos; L) Cresta de Carnegie; M) Cresta de Nazca; N) Fosa Meso-Americana; O) Fosa Perú Chile; P) Fallas Polochic-Motagua; Q) Falla Caimán o Bartlett; R) Zona de subducción de las Pequeñas Antillas; S) Fosa de Puerto Rico. Fuente: Demant, 1978, p 181.

La edad del Cinturón Volcánico Mexicano es estimada en más de 10 millones de años, reconociendo algunos autores (Mooser, 1969; Gunn y Mooser, 1970; Negendank, 1972; Bloomfield, 1975; Thorpe y Francis, 1975 citados por Demant) dos ciclos volcánicos: uno oligo-miocénico y otro

pliocénico-cuaternario que establecen una sobreposición de edificios volcánicos de carácter inicial andesítico, con ocurrencias esporádicas de efusiones de riolitas para finalizar con ciclos de andesitas-basaltos a basaltos en épocas más recientes.

Sin embargo, Demant (basado por una parte en que la evolución magmática de las rocas oligo-miocénicas, no corresponden a la curva de evolución del vulcanismo pliocénico-cuaternario y, a que estas lavas están en ocasiones plegadas, como se observa en Mil Cumbres, Mich., o en la región del Lago de Chapala) considera que el vulcanismo oligo-miocénico constituye el "basamento" de la zona volcánica central formando la prolongación meridional del sistema volcánico de la Sierra Madre Occidental, y por consiguiente no pertenece a la secuencia del Cinturón Volcánico Mexicano, que ha sepultado, durante los últimos 2 millones de años a las rocas más antiguas con los grandes volcanes, campos monogenéticos, calderas y lavas.

Se hace notar una migración hacia el suroeste del vulcanismo del Cinturón Volcánico Mexicano durante el cuaternario, al observarse que los más grandes y antiguos (del Mioceno o principios del Plioceno) se encuentran en la porción oriental y norte con rocas ígneas ácidas, en cambio, al occidente y sur aparecen incontables volcanes pequeños con actividad reciente desde el Pleistoceno con rocas basálticas (Luhr y Simkin, 1993; Robles Ramos, 1943).

Asimismo, Demant (1978) al establecer las diferencias entre las rocas oligo-miocénicas con las pliocénico-cuaternarias determina que el Cinturón Volcánico Mexicano no puede ser definido como una zona volcánica continua con orientación este-oeste (idea admitida desde Humboldt, 1800), sino como un conjunto de diferentes áreas volcánicas definidas por sus orientaciones y características vulcanológicas particulares, estableciendo 5 áreas:

1) Fosa tectónica Tepic-Chapala, con orientación noroeste-sureste formada por cuatro volcanes principales: San Juan, Sangagüey, Ceboruco y Tequila, así como numerosos conos cineríticos asociados y alineado con el mismo rumbo.

2) Fosa tectónica de Colima. con dirección norte-sur. formada principalmente por los volcanes de Colima.

3) Michoacán. donde los conos cuaternarios definen líneas de fractura noreste-suroeste. Se extiende hacia el norte hasta el Bajío, y limitada al este por el anticlinorio Tzitzio y la falla de San Miguel Allende.

4) Los valles de Toluca, México y Puebla, donde se encuentran cuatro de los siete más grandes estratovolcanes de México, separados por amplias planicies lacustres y campos monogenéticos, como el de Chichinautzin que se extiende desde Toluca hasta el pie de la Sierra Nevada con orientaciones noreste-suroeste.

5) Con orientación norte-sur termina en su parte más oriental el Cinturón Volcánico Mexicano en el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote.

Otros autores como Pasquare y colaboradores (1987) reconocen con base en datos geológicos, geomorfológicos y estructurales de las rocas oligomiocénicas y plioceno-cuaternarias tres unidades o sectores principales en las que se puede dividir el Cinturón Volcánico Mexicano:

1) Sector oeste. Activado en el Plioceno, presenta un sistema de grabens de dirección noroeste-sureste y está asociado a la apertura del Golfo de California. Dominado por los grabens de Tepic-Guadalajara y Colima que se interceptan al sur de Guadalajara. Los volcanes plioceno-cuaternarios de la depresión Tepic-Guadalajara parecen conectarse por un sistema de fallas con orientación noroeste-sureste, mientras que el graben de Colima de tendencia norte-sur interactúa con la tendencia regional noroeste-sureste. Incluye actividad volcánica histórica como la del Ceboruco.

2) Sector central. Representado por un sistema de bloques fallados y basculados en dirección WSW-ESE, que rodea a la depresión central. Está compuesta por cinco unidades: a) La depresión central de origen tectónico que se extiende unos 200 km de este a oeste entre el valle de Santiago y el Lago de Chapala, bordeado por fallas activas de orientación ENE-WSW. b) Los bloques fallados ENE-WSW que limitan a la depresión central, compuestos de volcanes pliocénico-cuaternarios, muchos de los cuales se ubican a lo largo del borde de las fallas. c) Altiplano León-Guanajuato. Fuertemente segmentada y de orientación general este-oeste, presenta rocas volcánicas terciarias. Está cruzada por fallas de orientación

N-S y NNE-SSW, a lo largo de las cuales pequeños centros volcánicos recientes han crecido. d) Altiplano Tarasco. Cruzado por fallas de orientación ENE-WSW y WNW-ESE, que marcan la alineación de pequeños conos volcánicos cuaternarios, entre los que se incluyen al Jorullo y el Parícutin.

3) Sector este. Donde las estructuras distensivas están representadas esencialmente por un sistema de fallas en dirección norte-sur que se relacionan con los grandes estratovolcanes del Cinturón Volcánico Mexicano. Formado por el altiplano se extiende cientos de kilómetros desde la zona fracturada de Querétaro a la zona de alineamiento norte-sur Cofre de Perote-Pico de Orizaba.

Por lo anterior, puede decirse que a pesar de las numerosas interpretaciones, aún no existe un modelo preciso que permita explicar las causas de la localización del vulcanismo, sin embargo, la caracterización y delimitación de formas y procesos sobre el Cinturón Volcánico Mexicano a través de las distintas subunidades nos permite agruparlos para entender los fenómenos relacionados con el vulcanismo, como el afallamiento y la sismicidad de un área específica. De esta manera, la zona de Michoacán (zona 3 de Demant o sector central de Pasquare) se le ha estudiado como uno de los campos monogenéticos más grandes con los que cuenta el Cinturón Volcánico Mexicano, denominado campo monogenético Michoacán-Guanajuato.

El campo monogenético Michoacán-Guanajuato contiene principalmente conos cineríticos con densidad de 2 volcanes/100 Km² (Hasenaka, 1985, citado por Luhr y Simkin, 1993) a 5.5 volcanes/100 Km² (Lugo, 1985) y máximos para el área de Parícutin de 11 volcanes/100 Km² (Hasenaka, 1985, citado por Luhr y Simkin, 1993) a 19 volcanes/100 Km² (Lugo, 1985) sin estratovolcanes con reciente actividad; a diferencia de otras porciones del Cinturón Volcánico Mexicano, donde los volcanes compuestos predominan. Cubre un área de unos 40 000 km² y se extiende 200 km en sentido este-oeste y unos 150 km en sentido norte-sur. Casi un 75% de los volcanes de este campo se ubican a distancias entre 220 y 370 km al norte de la trinchera Mesoamericana, siendo pocos los de distancias menores a 200 km (Hasenaka, 1981 y 1983b).

Los conos cineríticos del campo Michoacán-Guanajuato muestran una migración de la actividad volcánica hacia el suroeste en el último millón de años, la que se refleja en la forma y composición química. En la porción norte los volcanes se estiman en más de un millón de años, con conos de ángulos más suaves, desarrollo de suelo, presencia de barrancos, cráteres cubiertos de ceniza de otros volcanes, las

coladas han perdido los márgenes y límites de flujos individuales. cubriéndose con suelo que puede llegarse a cultivar. Se considera que sus lavas tienen menos sílice. son de tipo alcalinas de bajo contenido de Mg y se les encuentra a distancias de 300 a 400 km de la trinchera Mesoamericana en comparación a los volcanes más recientes cuyas lavas son calcialcalinas de edades casi siempre menores a los 40 000 años. con alto contenido de sílice y Mg distribuyéndose en la parte sur del campo a distancias de entre 200 a 270 km de la trinchera Mesoamericana (Hasenaka y Carmichael, 1987. citado por Luhr y Simkin, 1993).

En general, los conos volcánicos se encuentran aleatoriamente esparcidos, sin indicar preferencia de orientación. Sin embargo, localmente muestran algunas tendencias, así para la porción norte las alineaciones son en sentido norte-sur, en la parte central la orientación es ENE y para la parte sur del campo es noreste (Hasenaka y Carmichael, 1987, citado por Luhr y Simkin, 1993).

En la zona de Parícutin no hay una expresión superficial de las fallas, en contraste con la porción norte del campo monogenético, sin embargo, Williams (1945) menciona la existencia de varias tendencias, una de las cuales se da cerca de Paracho, donde varios conos se alinean en dirección NE hacia Parícutin. El mismo volcán de Parícutin se alinea con las zonas principales de tremores y con las bocas primarias que tuvo, aunque se enfatiza que tales tendencias son excepcionales y de líneas cortas. Otros autores como Mooser (1972, citado por Luhr y Simkin, 1993) y Demant (1981, citado por Luhr y Simkin, 1993) a través de fotointerpretación obtienen alineamientos de 100 km de largo con tendencia N35E que se proyecta a través del área de Parícutin, y otro de 40 km de largo con similar alineación en el área del volcán Jorullo. Ambos son coincidentes con la dirección convergente de la Placa de Cocos y la Norteamericana y pueden relacionarse a la segmentación de la Placa de Cocos (Luhr y Simkin, 1993).

Como se ha visto, el volcán Parícutin surge en un área de importante historial volcánico, por lo que es requisito indispensable considerar la evolución geológica del país, así como el vulcanismo de la región, lo que se sintetiza en la tabla 4.

Tabla 4. Evolución geológica en el área de estudio

ERA	PERIODO	EPOCA	CARACTERISTICA
CENOZOICA	TERCIARIO	PALEOCENO (64-54)	<p>El Cenozoico se caracterizó en general, por una intensa actividad orogénica, volcánica y epirogénica y al mismo tiempo se dejaron sentir en forma muy notable los procesos de erosión y sedimentación. Formándose con los procesos anteriores las Sierras Madre Occidental y Sur así como el Cinturón Volcánico Mexicano. Durante el Terciario se desgastan las elevaciones formando la planicie mexicana (Mesa Central). Sus márgenes marcados por serranías resultado del plegamiento y actividad ígnea. En el Paleoceno, la base continental continuó ascendiendo y las aguas de los mares siguieron alejándose. Casi desde el principio del Cenozoico se estableció el litoral del Pacífico, que incluye las costas de Michoacán (Correa, 1974).</p> <p>En el área de estudios las rocas más antiguas están profundamente alteradas y consisten en gabros que pueden ser observados a menos de 1 km al sureste de Uruapan. Son probablemente contemporáneas a los xenolitos que fueron expulsado como bloques de cuarzo monzonita por el Parícutín. Se les atribuye una edad de inicios del Terciario (Williams, 1947).</p>
		EOCENO (54-38)	<p>A principios del Eoceno se da la llamada Orogénia Hidalguense (de Cserna, 1960, citado por Rzedowski, 1978), responsable del plegamiento y levantamiento de la Sierra Madre Oriental y de muchas montañas paralelas que corresponden a la Altiplanicie, a la Sierra Madre del Sur y a las Sierras del Norte de Oaxaca y Chiapas (Rzedowski, 1978).</p>
		OLIGOCENO (38-26)	<p>El vulcanismo alcanzó su primera cúspide a mediados del Terciario (oligo-miocénico), cuando abarcó toda el área de la Sierra Madre Occidental, grandes porciones de la Altiplanicie, al igual que partes de Baja California y sur de México. De esta manera autores como Demant, consideran al vulcanismo de este periodo como el basamento o la prolongación meridional de la Sierra Madre Occidental sobre la que descansaría posteriormente el vulcanismo pliocénico-cuaternario del Cinturón Volcánico Mexicano. De entre los hundimientos más notables del Micoeno-Oligoceno se encuentra la formación del Mar de Cortés (Correa, 1974; Rzedowski, 1978).</p>
		MIOCENO (26-7)	<p>En el Mioceno y el Plioceno los plegamientos afectaron sobre todo la parte sur de la Altiplanicie Mexicana y dieron su forma actual a la Depresión del Balsas, a la Sierra Madre del Sur y otras sierras de Guerrero, Oaxaca y el Estado de México. Al mismo tiempo y posterior a estos plegamientos, se dan grandes efusiones de magma en el borde meridional de la Altiplanicie, determinando la formación del Cinturón Volcánico Mexicano. Las efusiones del Mioceno se iniciaron con las andesitas de horblenda, a las que siguieron las de dacitas y otras (Correa, 1974).</p> <p>Para el área en estudio, entre las rocas más antiguas, está las llamada FORMACION ZUMPINTO por su aparición en secciones cerca de la hidroeléctrica Zumpinito, algunos kilómetros al sur de Uruapan (21.5 al sureste del volcán). Sobreyace en Uruapan y en la planicie cercana donde es cubierta por ceniza basáltica de conos aledaños. Se expone en la garganta del Río Cupatitzio y sus tributarios, formando los conspicuos cerros de la Cruz en los alrededores de Uruapan, también el Cerro Colorado y Las Ventanas al este. Así como en el camino de Uruapan a Apatzingán. Presumiblemente la formación se extiende al sur hasta el valle de Apatzingán. Aparece debajo de volcanes jóvenes al oeste del volcán Parícutín en las partes bajas entre San Francisco y Los Reyes. A excepción del Cerro Charanda, cerca de Uruapan, donde las capas tienen ángulos de inclinación de bajos a altos, la formación descansa horizontalmente. No hay formas volcánicas originales conservadas. No es posible localizar ninguna ventana por donde saliera la formación. Ningún fósil se ha encontrado para indicar su edad, sin embargo incluye al menos una discontinuidad mayor que ha sido fuertemente disectada antes de que el volcán Tancitaro se desarrollara, debió cubrir un largo periodo del Terciario y las capas superiores difícilmente son del Plioceno medio (Williams, 1950).</p> <p>Los materiales de la formación Zumpinito, consisten en lavas andesíticas, brecha de flujos lodosos, tuffaceos y sedimentos tuffaceos con capas subordinadas de tuffa riolítica soldada, basalto de olivino y horblenda andesítica que se extiende casi horizontalmente con excepción de algunas localidades cercanas a Uruapan, donde están fuertemente inclinadas. Posiblemente subyace a poca profundidad del Parícutín (Williams, 1950).</p>
PLIOCENO (7-2)	<p>Durante el Plioceno y Pleistoceno se da el segundo periodo de actividad volcánica importante del Cenozoico que aún continúa hasta la actualidad; involucró sobre todo al centro del país y sólo en forma aislada a otras partes del territorio como el extremo noroeste, la Planicie Costera del Noreste, las Islas Revillagigedo y el extremo sur de Chiapas. A finales del Plioceno y el Pleistoceno ocurren muchas efusiones, apareciendo las andesitas basálticas y los basaltos por las grietas preexistentes y las formadas entonces por el empuje de los magmas. En Michoacán estas efusiones fueron de gran importancia. Las andesitas fueron cubiertas y se formaron nuevas eminencias. El relieve de Michoacán sufrió tan intensas modificaciones que presentan fosas tectónicas, ocupadas por lagos y pilares afallados que forman cerros o montañas. En el Pleistoceno las glaciaciones causaron un enfriamiento que aparentemente fue suficiente para desplazar hacia el sur y a altitudes inferiores algunas zonas térmicas (Correa, 1974; Rzedowski, 1978).</p> <p>En el área de estudio después de depositarse la formación Zumpinito, siguió un periodo de erosión y a éste, la formación de los grandes volcanes como el Tancitaro y Cerro San Marcos al suroeste y noreste respectivamente del Parícutín por calmadas efusiones de andesita de piroxeno. Poco después, los volcanes andesíticos Cerro del Águila y Cerros de Angahuan son desarrollados. Tal vez al mismo tiempo el Cerro Los Hornos y activo tiempo después, construye un grupo de conos de basalto y andesita basáltica que se sobrepusieron. Todos esos volcanes post-Zumpinito están fuertemente erosionados y por ello son considerados de fines del Plioceno o principios del Pleistoceno (Williams, 1950).</p>		

Como se ha mencionado el más viejo volcán que siguió a la depositación y disección de la formación Zumpinito es el Cerro Tancitaro. Actualmente es el más alto pico de Michoacán, con 3842 m y un diámetro visible es de 11 km, su parte sepultada por flujos y fragmentos de volcanes jóvenes tal vez sea del doble. Sus elementos reciben el nombre de **FORMACIÓN DEL TANCITARO**, constituida de copiosas salidas de lava andesítica de ventanas a unos 10 km al SW del Parícutin. Creció por calmadas efusiones. Camas intercaladas de fragmentos están conspicuamente ausentes. No hay remanentes de cráter y sus bordes de agudas crestas que radian a partir de la cima están separados por cañones en forma de "V". La ceniza de volcanes más jóvenes aceleró la erosión de los flancos. Depósitos de cuarzo de viejos lahares han construido grandes abanicos alrededor de los pies del volcán, todos con un manto intemperizado de ceniza de hasta 15 m de espesor. A juzgar por esto, la edad es probablemente Plioceno y/o Pleistoceno. Ciertamente ya estaba extinto antes de que se diesen la actividad de conos basálticos. La formación alcanza una elevación de varios cientos de metros más alto que la base original del nuevo volcán y probablemente también este debajo del nuevo cono a poca profundidad. No obstante, de entre lo emitido del Parícutin, están ausentes estos fragmentos terciarios totalmente o dudosamente presentes en pequeño número (Williams, 1945 y 1950).

En el remanente Pleistoceno y después del crecimiento de los grandes volcanes andesíticos como el Tancitaro, el San Marcos, Angahuan, los Cerros del Águila y las mezcladas erupciones del Cerro de los Hornos, los centros de actividad fueron más dispersos y numerosos y las lavas pasaron a ser basalto de olivino y andesita basáltica con presencia de olivino, muchos de ellos descargaron durante los últimos miles de años andesita piroxenica, por lo que no se ha detectado regular tendencia de diferenciación. Subsecuentemente el resultado final fue la formación del Campo Monogenético Michoacán-Guanajuato. Mientras lo anterior sucedía en el resto del país otras actividades volcánicas tenían lugar, formándose la región de Pátzcuaro y los conos basálticos alrededor del valle de México y Apatzingán y fue cuando pasa el Popocatepetl, el Citlaltépetl y el Nevado de Colima de la madurez a su presente estado en declive (Williams, 1950).

En el área de estudio se agrupan conos de amplia edad, siendo difícil datarlos morfológicamente por el acelerado proceso de disección que les pudo ocasionar la lluvia y el escurrimiento de ceniza. Se les clasifica en dos grupos a) **Grupo viejo** los cuales están profundamente disectados y libres sus cimas de cráter, entre los más antiguos y grandes del área de Parícutin y en la que parece claro que la primera actividad en la vecindad fue de los Cerros de Zirósto (9 km al WNW del volcán Parícutin) de los cuales el mayor es el Cerro la Mascara, que con grandes derrames grisáceos de sus bases, ricos en olivino basáltico, inunda los valles del Río Itzicuaro, Río Xudán y Río del Agua Blanca, llegando tan lejos como Peribán y San Francisco. Tal vez en forma contemporánea a la actividad anterior y a una distancia de 6 km hacia el noroeste del actual Parícutin surge el Cerro Tiripan con lavas ricas en olivino basáltico olocristalico. La actividad se mueve luego hacia el Cerro Camiro (a 2.7 km al sureste del volcán Parícutin) donde sus lavas por ser extremadamente viscosas hacen que se dispersen muy poco hacia el oeste. Llegando hasta el llano de Teruto, en ellas se observa una pobreza de olivinos y riqueza de hiperstenas, las cuales si no son verdaderas andesitas, seguramente no es menos silícica que el de una andesita basáltica. Cerca del mismo periodo otro flujo viscoso pobre en olivino, posiblemente de andesita escapa de las fisuras oeste de la Mesas de Cocjaro (a 1.2 km al suroeste del volcán Parícutin). Un poco después se constituye un cráter principal con su adventicio para formar los Cerros de Tzirapán mostrando todas sus lavas ser de andesita basálticas. En forma tal vez paralela se forman las lavas del Jarátiro-Equijuata-Capatzún (localizados a 1.7, 2.7 y 3.7 kilómetros en la parte norte del volcán Parícutin respectivamente); la mayoría de estos bordes han sido sepultados por las lavas del Parícutin. La carencia de cráter y escoria en la cresta sugieren que los Cerros Capatzun y Equijuata, juntos con 2 pequeños picos al oeste del último, representan acumulaciones dómicas de la última salida de lava viscosa sobre las ventanas. La silla entre el Cerro Equijuata y Arátiro sepultado ahora por derrames del Parícutin, mostraba en 1945, la tendencia noreste de los bordes de basalto de olivino oxidado y autobrechado. Posteriormente cinco grandes conos Canicjuata, Corucjuata, Turajuata, Cuaxádan y uno sin nombre desarrollados al oeste de Parícutin, descargan flujos de andesita basáltica, no presentando en la actualidad cráter, siendo fuertemente afectados por barrancas radiales, de estos tal vez el Canicjuata y el Corucjuata fueron los últimos en tener actividad. Viene un periodo largo de quietud. Subsecuentemente surgen el b) **Grupo joven** de conos que conservan su morfología. De éstos los más antiguos, (pero cuya actividad se dio mucho tiempo después de terminada las emisiones del grupo viejo de volcanes) son los Cerros de Pueblo Viejo y Huachángueran, (a 5 km al WNW y WSW respectivamente del volcán Parícutin). El primero de ellos presenta una ruptura en su cráter a consecuencia de la salida por el flanco norte de un flujo de lavas, el segundo de ellos cortado por cabeceras de barrancos. La siguiente actividad se da en los Cerros de Cátaqu y su cono vecino sin nombre (a 4.2 km al WSW del volcán Parícutin) se encuentran en la actualidad bien preservados aunque sus someros cráteres en forma de plato han sido fuertemente modificados por erosión, ambos presentan lavas basálticas ricas en olivino. Tal vez el Cerro Lópezio (localizado a 2.5 km al sur del volcán Parícutin) estuvo activo al mismo tiempo, derramando flujos de basalto de olivino hacia el llano Teruto. El cono más joven fue Loma Larga, pero el final, la erupción previa al Parícutin se da probablemente con los derrames producidos por los tres cráteres cercanos al Cerro Jarátiro. Todos los conos del grupo joven presentan lavas esencialmente similares a las emitidas por el Parícutin (Williams, 1950).

Finalmente, la erupción más próxima en edad al Parícutin se presenta también en el Estado de Michoacán a uno 81 km al sureste del Parícutin con el volcán el Jorullo, cuya actividad entre 1759-1775 da origen a tres conos adventicios y a 9 km¹ de lava durante sus 15 años.

	PLEISTOCENO (2-10 000)
CUATERNARIO	HOLÓCENO (Hoy)

Para finalizar:

1) Los estudios del volcán Parícutin estuvieron sujetos en principio, a las grandes diferencias de opinión que dominaban a inicios de siglo respecto al origen del fenómeno (Ver anexo A. sección 10.4) y su paulatino cambio a la teoría de la tectónica de placas.

En la actualidad se considera que, con base en la tectónica de placas, la formación de conos cineríticos en los campos monogenéticos, se da cuando la provisión de magma es baja, para lo cual pequeños grupos de magmas asciende rápidamente por la costra a través de fracturas o sistemas de fallas, sin ser atrapadas a profundidad en forma de reservorios magmáticos. Así, cada volcán típicamente tiene actividad sólo uno a la vez, y no se desarrolla un largo sistema de larga vida (Hasenaka y Carmichael, citados por Luhr y Simkin, 1993). El ascenso del magma se explica adoptando que el movimiento del magma rellena las grietas debajo de Parícutin, para ello se utiliza el modelo propuesto por Weertman (1971a,b). De acuerdo con este, debido al esfuerzo tectónico, el magma que rellena las grietas sería nucleado en el fondo de la superficie de la costra y estas grietas crecen en profundidad y anchura; presionan la parte final más baja, disparándola hacia la superficie (Yokoyama, 1990).

2) La relación de los sismos tectónicos con los volcánicos. La actividad sísmica preeruptiva se presenta al menos dos semanas antes. Muchos de los sismos fueron locales (narrados y descritos por las comunidades y los científicos de la época) que conforme se acercaba la fecha de erupción incrementaron su número e intensidad, así, sólo los sismos de magnitud mayor a 3 fueron registrados por las estaciones de Tacubaya y algunos pocos por la de Guadalajara. Cerca del nacimiento del volcán se presentaron varios temblores tectónicos moderados, procedentes del Pacífico.

Los sismos provenientes de dos zonas distintas (la primera donde nace el volcán y la otra en el Pacífico) son de interés porque es natural sospechar de la relación que guardan los de origen tectónico con la erupción. Esta posible relación la podemos notar con la siguiente lista de temblores: el día 16 de febrero se presentan en la costa del Pacífico a las 18.35 y 20.07, sismos de magnitud de 4.9 y 4.5, respectivamente. El día 17 otros dos, los cuales sobresalen, ya que provienen de la zona de Parícutin, a las 0 h 34 min 15 seg y a las 2 h 06 min y 59 seg y presentan la particularidad de que fueron seguidos en la misma forma a intervalos de poco más de 2 minutos, casi inmediatamente después de otros dos temblores provenientes del Pacífico. Algunos otros se dan el día 19 con magnitud de 3.7, después de la erupción, a

las 18:08 el 20 de febrero. de magnitud 6 y a dos días después de la salida (22 de febrero) de magnitud 7 en la costa Pacífica.

Debido a que prácticamente las distancias de los epicentros son casi iguales. separadas por 6 km. la de Parícutin a 330 km y la del Pacífico a 336 km, se descarta que los temblores del Pacífico dieran origen a los de Parícutin, por llegar después que los locales a la estación sismológica de Tacubaya. Puede sugerirse lo contrario, que los sismos de Parícutin pusieron a su vez en movimiento a los del Pacífico. sin embargo, los cálculos de distancia epicentrales y la velocidad de onda calculada, dieron también una respuesta negativa, pues los temblores provenientes del Pacífico presentaron un retardo mucho menor que el tiempo necesario para que la onda de Parícutin viajara hasta el foco del Pacífico y la activara. Todo ello indica que existió una tercera causa común independiente que influyó en ambos. Basado en análisis espectrales de los sismogramas se ha concluido que sólo 22 sismos registrados pertenecen al área de Parícutin, de los cuales el primero ocurrió el día 7 de febrero (Flores, 1945; Yokoyama, 1990).

3) La ubicación de la cámara magmática. En 1943 se consideraba que las temperaturas de las lavas oscilaban entre 962° y 1020° . así y considerando un gradiente geotérmico de 33.4 m/grado se suponía que la cámara magmática estaba a una profundidad de 29 a 30 km. Sin embargo, se suponía la existencia de una fuerte anomalía de la pendiente geotérmica en la región, por lo que se estimaba menor a 33.4 m/grado. Esto lleva a la conclusión que la profundidad del origen de las lavas está a menos de 25 km. Más adelante, con la ayuda de simógrafos se estima que a 39.6 km están los hipocentros, debajo del volcán (Robles, 1943; Covarrubias, 1943, citado en Flores, 1943).

Con el análisis sismométrico en 1990, Yokoyama calcula la profundidad del reservorio de magma del Parícutin con base en los hipocentros de los temblores precursores que presentan variaciones de profundidad de 0 a 20 km, siendo el promedio 10 km, y aunque no existe una evidencia concluyente por la escasez de estaciones y calidad de la información, considera que el reservorio debajo del Parícutin se localiza en el fondo de la costra (entre 35 y 40 km). Supone además, que posiblemente, tanto Parícutin como el Jorullo provienen de una fuente común de magma en el manto y un similar sistema de alimentación, pero que al ascender formaron sistemas independientes. Lo anterior lo deduce por el espacio semejante y tiempo en que se dan, su similar composición y su burdo rango de emisión (Yokoyama; 1990).

En 1947 los resultados de la investigación del vuelo aéreo magnético hecha por el *U.S. Geological Survey* mostraron una fuerte anomalía magnética negativa de unos 200 gammas. a 3 km al NNW del volcán, y el encierro de la anomalía de un radio de 3 km. es más grande que cualquiera en la vecindad y no está relacionada con ningún efecto topográfico. Podría ser el cuerpo principal de una roca sólida de bajo magnetismo, como granito o efusiones ácidas, o pudiese ser el áurea termal de la cúpula del Parícutin, cuya cúspide cae no muy lejos por debajo de la base del manto basáltico y andesítico (Figura 31) (Wilcox, 1954).

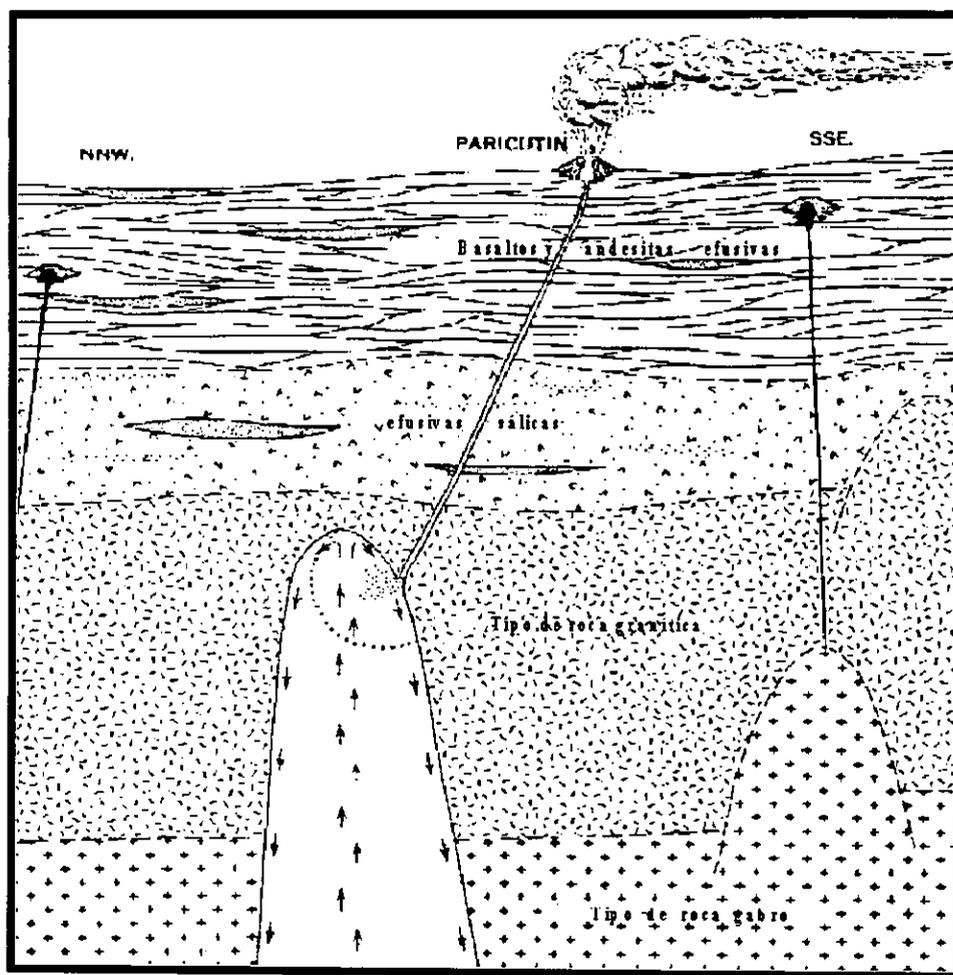


Figura 31. "Sección esquemática del volcán Parícutin y su supuesta cúpula magmática. Las flechas representan el carácter de lenta convección térmica. El área dentro de la línea punteada representa una sección aproximada del volumen de lava emitido de 1943-52. De la parte baja a la alta de la zona de tipo de roca granítica se considera de 12 a 15 Km" (Fuente de figura y párrafo: Wilcox, 1954, p. 341-342).

4) Inferencias de la estructura interna del cono (Figura 32) y diferencias en la composición de los gases del cráter y de las bocas. Krauskopf (1949) hace las siguientes 7 deducciones:

a) El cono construido esencialmente de material fragmentario, pero aun las más violentas emisiones de gases no producen cambios repentinos en su forma y tamaño, aunque estos y la posición de las ventanas cambian frecuentemente.

b) Las emisiones de gases están casi confinadas a la ventana central rica en SO_2 , mientras que la de las bocas era ricas en HCl . Esta diferencia en gases la explica por el continuo ascenso y descenso acompañados por la separación de fragmentos y su constante exposición a corrientes de gas que remueven los gases menos solubles (notablemente los gases sulfúricos), así que el líquido que finalmente encuentra su camino de salida contiene pequeñas cantidades de gases poco solubles, entre los más solubles (notablemente HCl).

c) Los asentamientos internos del cono en épocas de calma eruptiva y los deslizamientos del noroeste evidenciaron presiones de gases o fluidos en los espacio internos.

d) A veces se daban muchas salidas de líquido incandescente que volaba de la ventana del cráter, sugiriendo que existía un voluminoso cuerpo líquido de lava que debía llenar y estar cerca del conducto central próximo a la cima del cono.

e) La actividad del cráter está relacionada con la actividad de las bocas adyacentes. Los cambios mayores de una se reflejan en la otra, pero no hay una apreciable correlación con respecto a los cambios menores. Al presentarse la formación de una nueva boca en la base, la actividad del cono disminuía.

f) La actividad entre bocas adyacentes muestran ligera interrelación

g) Cuando había dos o más bocas en el cráter, la actividad era algo diferente, una podía ser explosiva y la otra emitir lentamente ceniza y polvo fino (Krauskopf, 1948a).

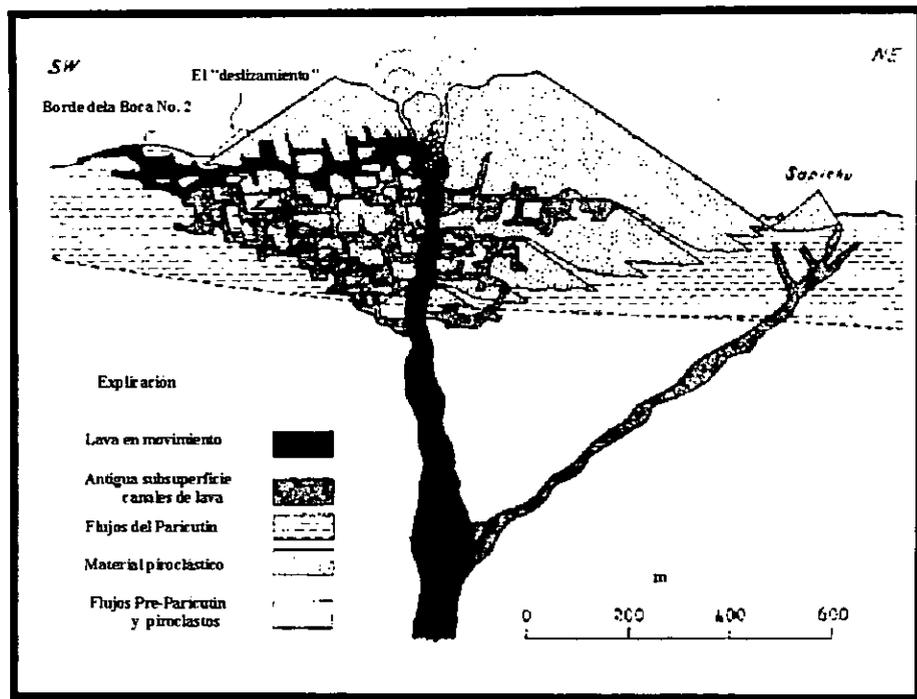


Figura 32. Inferencia de una sección vertical NE-SW del Parícutin en diciembre de 1945. Fuente: Krauskopf, 1948a, p. 722-725.

5) Variaciones en los tipos de lava. Williams (1950) menciona que todos los flujos del Parícutin podían clasificarse sin duda como basaltos de olivino; teniendo en los primeros 5 años de actividad una simple y poca variación en la composición mineralógica de las lavas. Estudios más detallados de Wilcox (1954) de la mineralogía, permite clasificar la lava como basalto-andesita y mostraron un cambio regular en la composición química, que varía desde 55 hasta 60% de SiO_2 y una modificación progresiva de la mineralogía, con la desaparición del olivino y el desarrollo de ortopiroxena en las lavas más ricas en SiO_2 . Estas diferencias fueron interpretadas por Wilcox, como el resultado de un fenómeno de contaminación y cristalización fraccionada al nivel de lo que llamó una cúpula magmática. La mayoría de los nuevos datos geoquímicos confirman la interpretación original de la zonación de las lavas del Parícutin como producto de una extensa asimilación del basamento félsico por el magma con una composición de basalto-andesita representado por las lavas iniciales (Wilcox, 1954; Demant, 1981).

Las temperaturas de las lavas variaban entre los 1000° y los 1250°C . Un punto interesante y que demuestra la alta retención de calor de estos flujos fueron las muestras de temperatura realizadas por Krasukopf en 1945 y 1946 de las ventanas de la base suroeste, donde encontró máximos de 1070° y 1100°C , mientras que a distancia de 4-5 km de la fuente, la temperatura oscilaba de menos de 1000°C a 1050°C . Dentro y en los bordes de los flujos se presentaron fumarolas, a las cuales se les clasificó de

acuerdo con su temperatura en dos: a) Fumarolas ácidas clorhídricas de baja temperatura. presentaban vapores de color blanco y blanco-agrisados y las sales se forman alrededor de los orificios de color rojo, anaranjado, amarillo, y b) Fumarolas de cloruro de amonio de alta temperatura. Los sublimados consisten casi siempre en cristales blancos. Pese a la diversidad de fumarolas y temperaturas, los sublimados presentaban un carácter uniforme de composición, el material sólido fue cloruro de amonio, del total el 95% son sales condensadas, siempre hay presencia de cloruro de sodio y potasio en pequeñas cantidades 3% y 1% respectivamente. La temperatura promedio era de 250°C, con abundante ácido clorhídrico, y arriba de 250°C los gases se vuelven alcalinos, probablemente por la presencia de NH₃. Los gases principales fueron vapor de agua, en fumarolas de alta temperatura y SO₃, SO₂, H₂S y CO₂ (Foshag, 1945, en Flores, 1945).

Los flujos previos a 1944 fueron más extensos y menos apilados, a consecuencia posiblemente, del cambio de composición química de la lava y por la disposición inicial del terreno, libre de obstáculos (con pendientes iniciales de 4 a 8° de la parte superior y de 1 a 4° en la parte baja). Destaca el Flujo San Juan con una longitud de más de 10 km, y una estructura de gruesas lápidas, a diferencia de la mayoría que formaban superficies de bloques y AA. Formas que pueden ser explicadas posiblemente por el bajo contenido de gases de este flujo que permitieron la formación de losas lo suficientemente gruesas que facilitaron más el fluido de la lava (Krasukopf, 1948b).

8. Geomorfología

La zona en estudio estuvo sujeta a estimaciones burdas de las dimensiones del cono y emisiones de lava y ceniza para ciertos periodos. Muchas de las mediciones hechas y publicadas de vez en vez, no estaban basadas en triangulaciones con instrumentos precisos y los cálculos eran erráticos o incluso irrazonables (Fries, 1953).

De gran importancia fue la elaboración tanto de cartografía planimétrica a detalle de la zona en estudio, como del mapa de isopacas, ya que permitió recalcular las formas, distribución y volumen de material emitido.

Carl Fries cálculos volúmenes en 1953, con mediciones directas y cuidadosas triangulaciones. La exactitud de esos valores y el uso los sistemas de información geográfica permitieron obtener modelos espaciales de cálculo y distribución volumétrica de los materiales, de manera más rápida, independientemente de la forma y de la geometría a estudiar.

Para lograrlo se dispuso de cartografía detallada para los años de 1934 y 1946 de la *United States Geological Survey* y de INEGI (1977) con la cual se copiaron las dimensiones espaciales altimétricas de la zona en estudio, a través de su digitalización y conversión al formato digital-vectorial (Figuras 33 y 34) y de éste al formato raster, generando una malla de 2001 columnas por 20001 renglones.

A partir del mapa raster, se procedió a interpolar los valores de las curvas de nivel, a fin de asignar a cada celda su valor correspondiente en altitud.

Con el mapa raster interpolado, los valores altimétricos de cada celda fueron reagrupados en 16 clases, cuya área ocupada se muestra en la tabla 5, con sus respectivos gráficos (Figuras 35 y 36) y su distribución puede ser observada en los mapas hipsométricos para las dos fechas (Figuras 37 y 38).

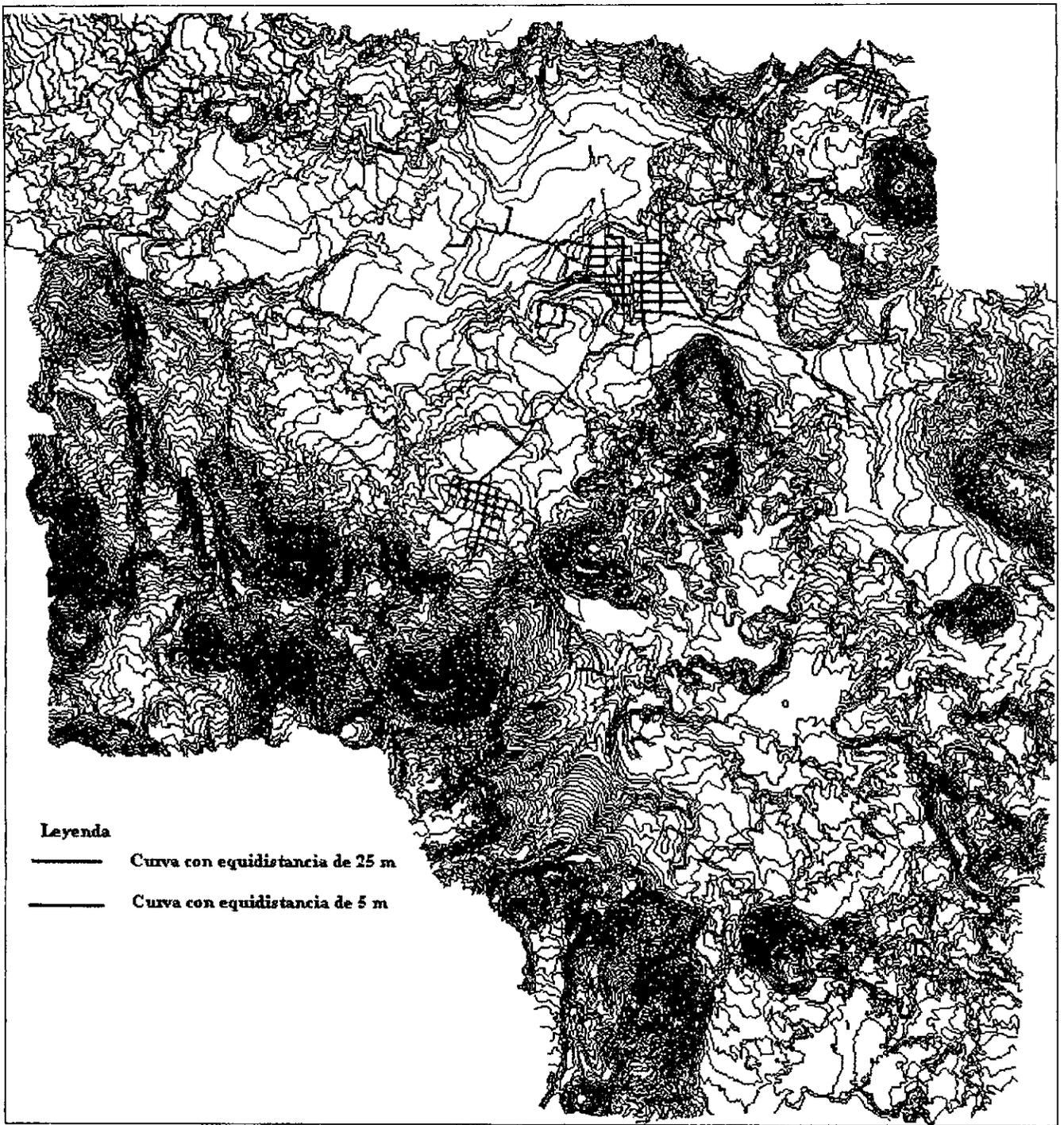


Figura 33. Mapa de isolíneas a cada 5 m de equidistancia en el área en estudio en 1934.

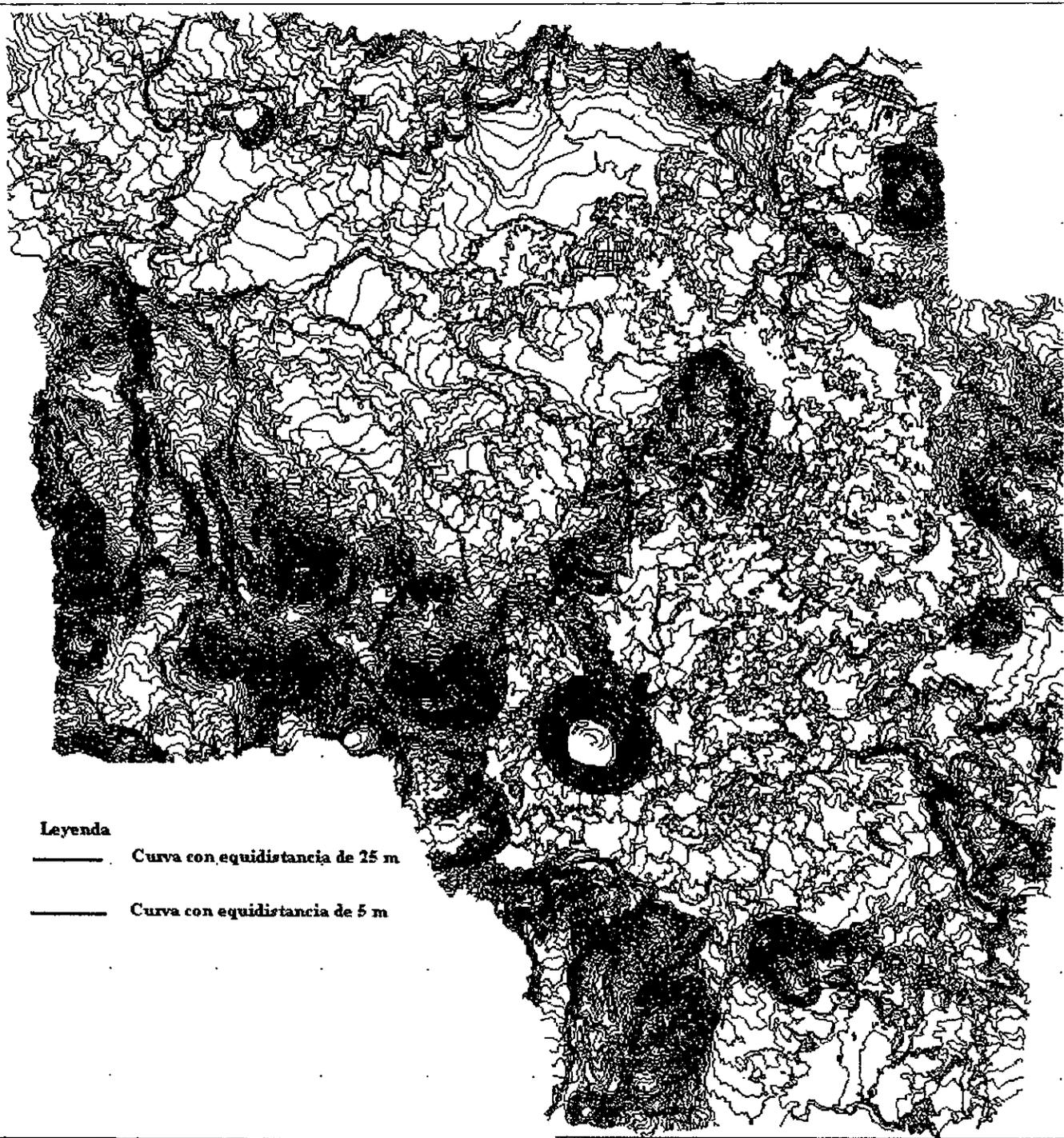


Figura 34. Mapa de isolíneas a cada 5 m de equidistancia en el área en estudio en 1946.

Tabla 5. Área ocupada por los rangos altimétricos.

Mapa Altimétrico de 1934		Mapa Altimétrico de 1946	
Rango Altimétrico (m)	Área (m ²)	Rango Altimétrico (m)	Área (m ²)
< 2100	206525	< 2100	209525
2100 - 2150	1970300	2100 - 2150	1997375
2150 - 2200	4787125	2150 - 2200	4759325
2200 - 2250	11420425	2200 - 2250	11088175
2250 - 2300	13734600	2250 - 2300	11897925
2300 - 2350	10582750	2300 - 2350	9984550
2350 - 2400	10911125	2350 - 2400	10356275
2400 - 2450	8284200	2400 - 2450	8760100
2450 - 2500	5758650	2450 - 2500	6684900
2500 - 2550	3382925	2500 - 2550	4607125
2550 - 2600	5327450	2550 - 2600	5617450
2600 - 2650	2067475	2600 - 2650	2216875
2650 - 2700	874050	2650 - 2700	1084450
2700 - 2750	1070150	2700 - 2750	1040300
2750 - 2800	375875	2750 - 2800	501350
2800 - 2850	41000	2800 - 2850	42500

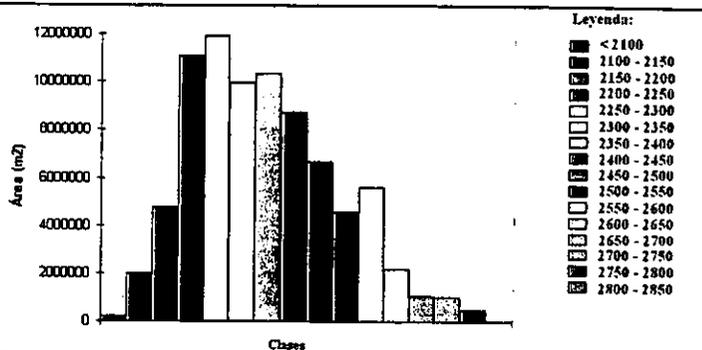
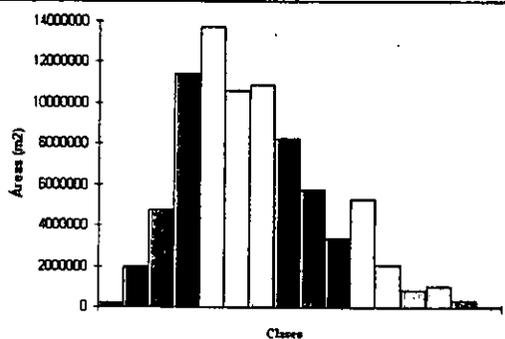


Figura 35. Distribución de áreas por rangos altimétricos para 1934.

Figura 36. Distribución de áreas por rangos altimétricos para 1946.

En ambas gráficas se observa que la mayor concentración de alturas se ubica en los rangos altimétricos de 2150 a los 2550 m. Sin embargo las gráficas no indican a la geoforma a la pertenecen, por ello es necesario el uso de cartografía que muestre espacialmente los cambios.

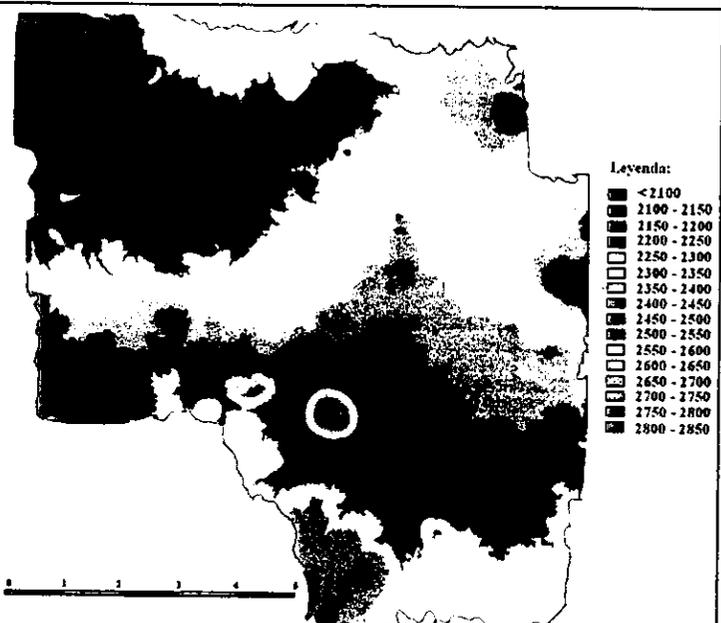
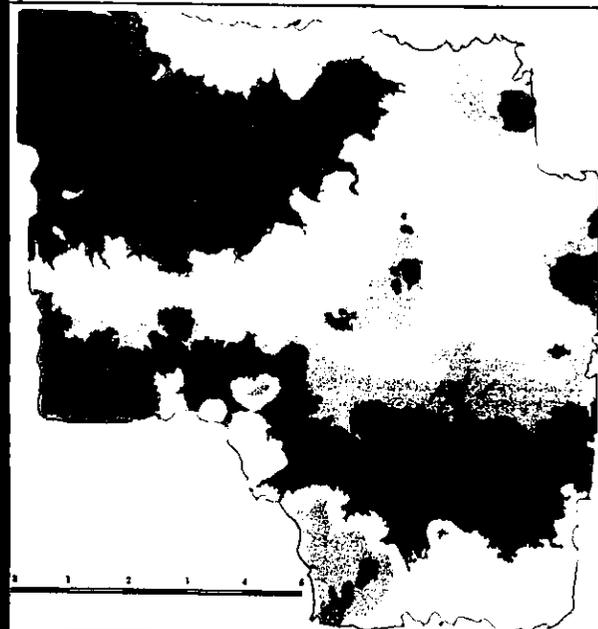


Figura 37. Mapa altimétrico de 1934.

Figura 38. Mapa altimétrico de 1946.

Con base a la selección de rangos altimétricos es posible a través de la cartografía observar algunos cambios en la topografía. Se puede observar el círculo de coloración café en la porción sw del mapa de 1946, indicando la posición del volcán Parícutin). Sin embargo aún con una adecuada selección de rangos, es imposible observar todas las modificaciones en el paisaje. Para ello se emplea un mapa de diferencias altimétricas.

Aprovechando los modelos anteriores de altimetría y partiendo de la sencillez de la forma geométrica de cada celda (Figura 39), fue posible estimar la diferencia de alturas entre ambas fechas para obtener el mapa de distribución de diferencias altimétricas (Figura 40).

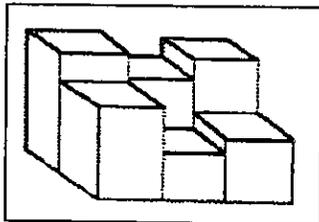


Figura 39. Forma geométrica de las celdas en el modelo raster. Debido a la forma geométrica de la celda (que representa la altimetría de la superficie terrestre) es factible calcular el volumen de la misma, al multiplicar el área de cada celda (en este caso 25 m^2) por su altura (dada por la diferencia de alturas entre dos fechas de un mismo lugar).

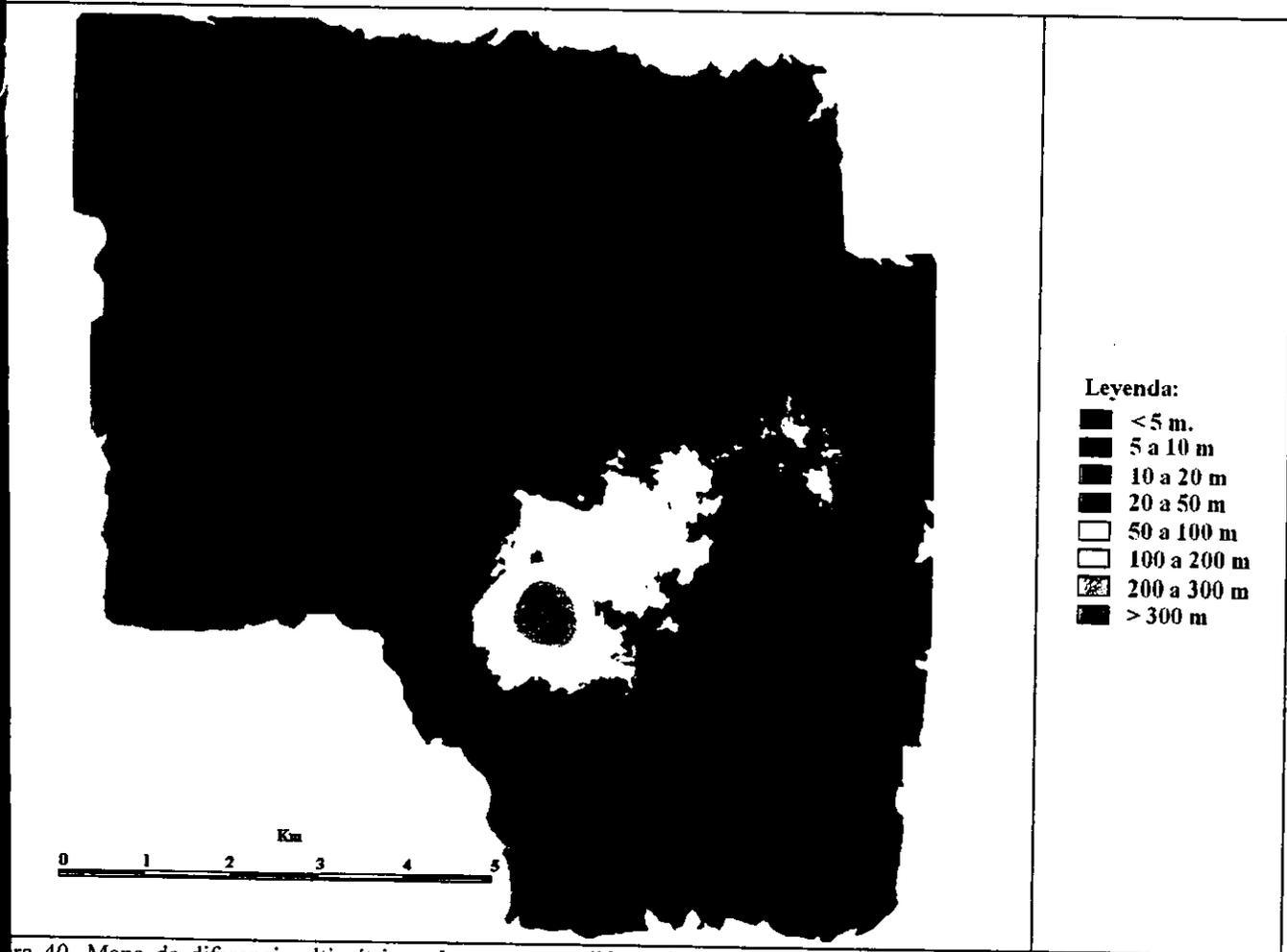


Figura 40. Mapa de diferencia altimétrica. Las mayores diferencias altimétricas (de más de 300 m) corresponden al área ocupada por el cono, mientras que en el derrame van de más de 200 m de espesor cerca del foco emisor, hasta alturas de menos de 5 m a 10 m en algunos de sus frentes.

Mediante el mapa de diferencia de alturas es posible observar la distribución del derrame, donde los frentes más altos se presentan, tanto en el cono, como en lo que en 1934 eran zonas con depresiones o

cauces de corrientes (sobre todo hacia la porción oeste de la zona de estudio) y en zonas encerradas (sur y suroeste del cono) por elevaciones anteriores. En general, las zonas más bajas, alejadas y con menor pendiente que se cubrieron por la emisión de lavas presentan un adelgazamiento paulatino del mismo, no así en donde la lava encontró un obstáculo, pues el cambio de altura entre el frente y la cresta son abruptos. En este mapa, la diferencia de alturas corresponde, tanto por depositación de lava, como de piroclastos. Para hacer la diferenciación se tendría que descontar los espesores dados por el mapa de sopacas.

Al multiplicar el mapa de diferencia de alturas por el área de cada celda (25 m^2) se obtiene un mapa de volúmenes (Figura 41). En este, cada celda se reagrupó de acuerdo con los rangos de desnivel local, y se obtiene el área ocupada y el volumen total por franja de desnivel altimétrico local (Tabla 6 y Figura 42).

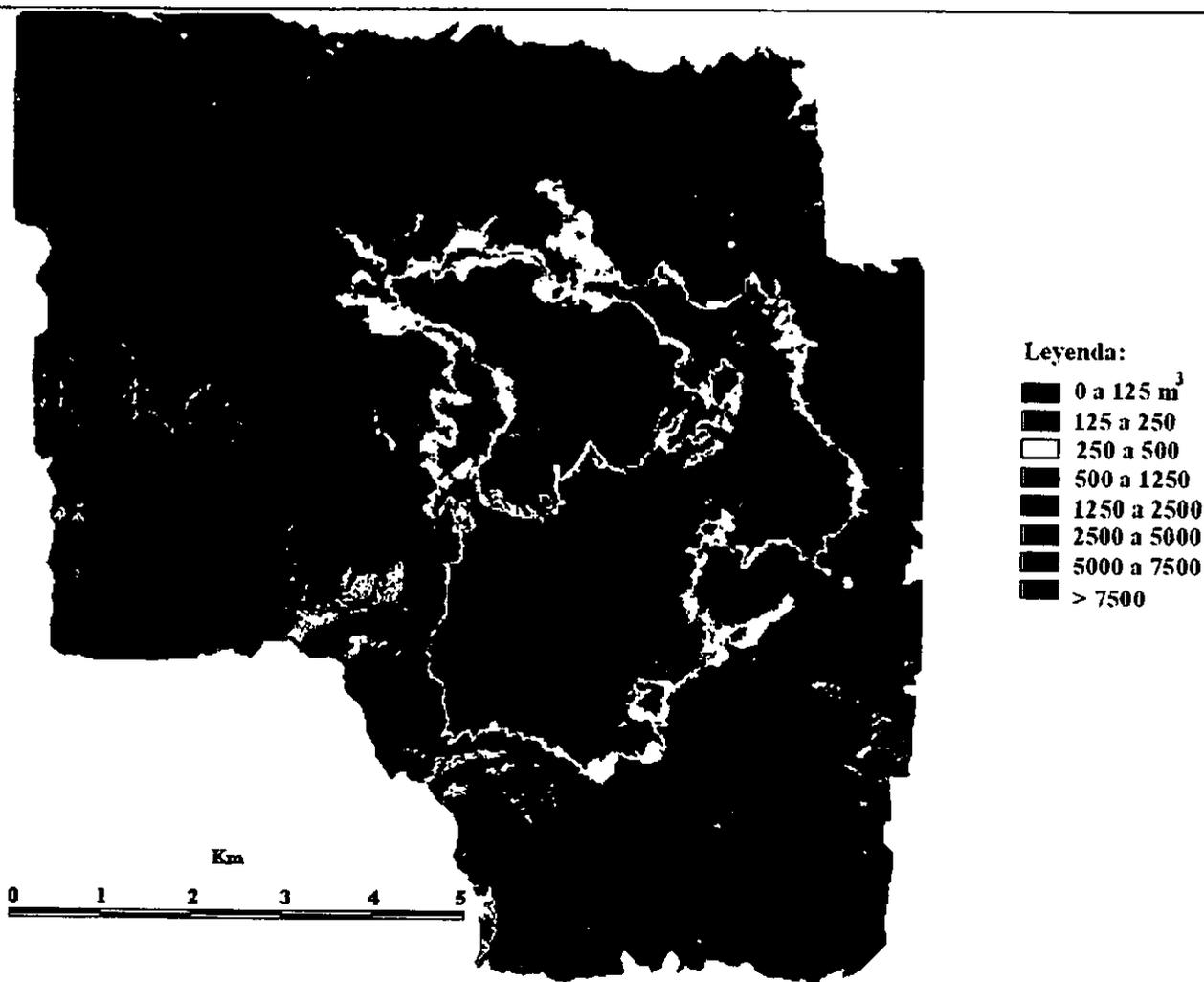


Figura 41. Mapa de depósitos volcánicos en m^3 . Las áreas con un mismo color representan celdas, pertenecientes a una clase de volumen emitido, pero individualmente, cada celda posee su propio valor, dependiendo del desnivel local, así por ejemplo, celdas con un desnivel local de 1 m y de 5 m, poseerán volúmenes de 25 m^3 y de 125 m^3 respectivamente.

Tabla 6. Volúmenes por rangos de diferencias altimétricas (1046-1934).

Diferencia Altimétrica (m)	Rango de Volumen (m ³)	Volumen Total (m ³)	Área (m ²)
< 5	0 a 125	36227725	59524275
5 a 10	125 a 250	32950750	4983050
10 a 20	250 a 500	62849675	4530675
20 a 50	500 a 1250	228451975	7029000
50 a 100	1250 a 2500	257100575	3712750
100 a 200	2500 a 5000	78476250	579750
200 a 300	5000 a 7500	77216875	305350
> 300	> 7500	203629450	202250

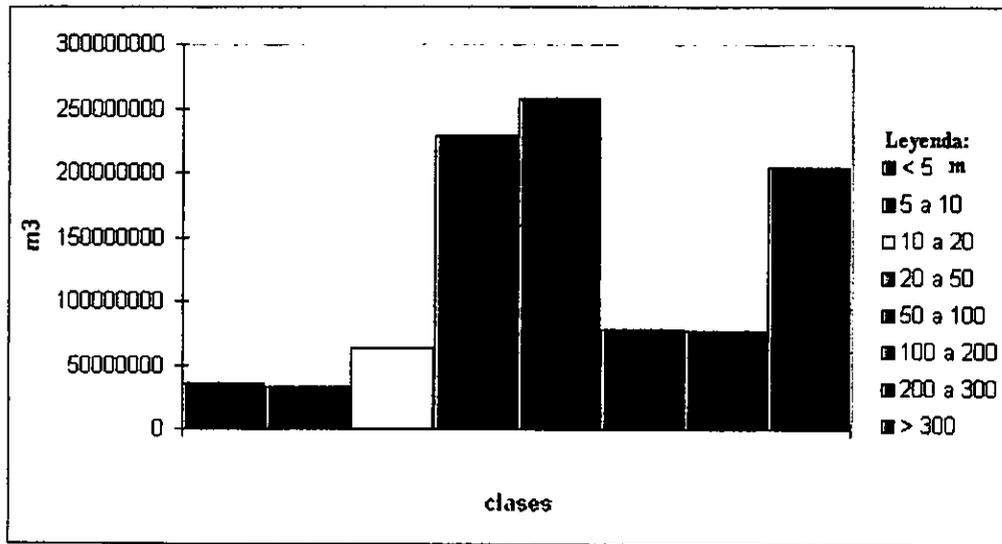


Figura 42. Distribución de volúmenes por franjas de desniveles locales (1946-1934).

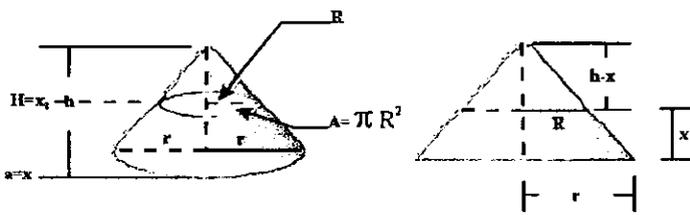
Como ya se ha mencionado, la elaboración del mapa de diferencias altimétricas y subsiguientemente el de volúmenes, incluye tanto piroclastos de caída que representan las isopacas, como los formadores del cono y el campo de lava. Por esta razón se analizó la evolución del cono (Ver anexo A, sección 10.1) para estimar su volumen por separado, utilizando varios criterios y permitir con ello, comparar el cálculo hecho por otros autores, así como su distribución y los procesos que lo afectan.

11.1 Cálculo de volumen del cono

Partiendo de la estimación de volumen hecha en 1946 por Segerstrom y Gutiérrez (1947) y compilada en Fries (1953), de 141 millones de metros cúbicos, se hace una extracción de la información correspondiente al aparato volcánico para estimar y comparar su volumen, considerando tanto los parámetros que en ese momento se conocían del cono (promedio de altitud del borde del cráter, promedio

de diámetro del borde del cráter, promedio calculado del diámetro de la base, promedio de profundidad del cráter, etc.), como algunos métodos (por geometría, por cálculo y por sobreposición de mapas a través de los sistemas de información geográfica) en los que se consideraron distintos criterios (Tabla 7):

Tabla 7. Criterios utilizados para el cálculo de volúmenes.

CRITERIO	METODO Y PARAMETROS EMPLEADOS	RESULTADO
Considerando un cono volcánico de diámetro de base regular de 890 m (medido el 27 de junio de 1946). Con las siguientes variaciones:		
a) Considerando la totalidad de la superficie ocupada por el nivel base del terreno original encerrada, con un diámetro de 890 m.	Parámetros: Diámetro del círculo 890 m Perímetro: 2796.0175 m Área: 622113.8852 m ² 1a1) Por medio de sobreposiciones a través de un sistema de información geográfica	1a1) 149,958,950 m ³
b) Considerando un nivel de base arbitrario del cono, dado por la curva de nivel mas baja (2490 m) que representa la base del cono, con un diámetro de 890 m.	Parámetros: Altura máxima 2730 msnm Altura mínima 2490 msnm Diferencia de alturas 240 m 1b1) Por medio de sobreposiciones a través de un Sistema de Información Geográfica 1b2) Por integrales (Cálculos realizados por el ing. bioquímico Romero J. F. 1996): Considerando como V el volumen del cono volcánico limitados por planos que son perpendiculares al terreno en: X=a, X=b. Si A(x) es una función continua que da el área de una sección transversal del cono volcánico determinado por un plano perpendicular al eje X en cualquier punto X en [a, b], entonces el volumen del sólido es: $V = \int_a^b A(x) dx$ Así, el área de una sección transversal obtenida mediante una sección a X unidades de la base del cono es πR^2 , en estas condiciones R está relacionada con X por triángulos semejantes:  $\text{Así: } \frac{h}{r} = \frac{h-x}{R} \Rightarrow R \frac{h}{r} = h-x \Rightarrow R = \frac{r}{h}(h-x)$ Sustituyendo por: A(x) en $A(x) = \pi R^2 \Rightarrow \pi \left(\frac{r(h-x)}{h} \right)^2$ y por definición del volumen del cono: $V = \int_0^h \pi \left(\frac{r(h-x)}{h} \right)^2 dx = \int_0^h \pi \left(\frac{r^2}{h^2} \right) (h-x)^2 dx =$ $\left(\frac{\pi r^2}{h^2} \right) \int_0^h (h-x)^2 dx = - \frac{\pi r^2}{h^2} \int_0^h (h-x)^2 (-dx) =$	1b1) 91,189,301.21 m ³

$$-\frac{\pi r^2}{h^2} (h-x)^3 \int_0^h = -\frac{\pi r^2}{h^2} (0) + -\frac{\pi r^2 h^3}{3h^2} =$$

$$\frac{\pi}{3} r^2 h$$

Datos:
 r = 445 m (890/2)
 h = 240 m (2730-2490)
 r = 160 (diámetro/2 = 320/2)
 h = 70 (profundidad promedio del cráter en 1946)
 Sustituyendo:

$$\frac{\pi(445m)^2(240m)}{3} =$$

Restando al resultado el cráter interno se tiene que:

$$\frac{\pi(160)^2(70)}{3}$$

1b3) Por geometría (Cálculos realizados por el ing. bioquímico Romero J. F. 1996):

$$v = \frac{\pi r r^2 H}{3}$$

Volumen Total = Volumen del volcán - Volumen del cráter

$$v_t = \frac{\pi R^2 H}{3} - \frac{\pi r r^2 h}{3} = \frac{\pi R^2 H - r^2 h}{3}$$

Sustituyendo:

$$v_t = \frac{\pi(445m)^2(240m) - (160m)^2(70m)}{3}$$

Volumen parcial del cono:
 1b2a) 49.769.110.82 m³

Volumen del cráter:
 1b2b) 1.876.578.012 m³

Volumen final por cálculo
 (volumen parcial menos volumen
 del cráter):
 1b2) 47.892.532.81 m³

1b3) 47.892.532.81 m³

1c) Considerando un nivel de base arbitrario, dado por la curva de nivel mas alta (2592.5 m) que constituye a la cima del cono dentro del diámetro de 890 m.

Parámetros:
 Altura máxima 2730 msnm
 Altura mínima 2592.5 msnm
 Diferencia de alturas 135.7m

c1) Por medio de sobreposiciones a través de un sistema de información geográfica

c1) 32.835.299.078369 m³

c2) Por integrales (Cálculos realizados por el ing. bioquímico Romero J. F. 1996):

Datos:
 R = 445 m (890/2)
 H = 137.5 m (2730-2592.5)
 R = 160 (diámetro/2 = 320/2)
 H = 70 (profundidad promedio del cráter en 1946)
 Sustituyendo:

$$\frac{\pi(445m)^2(137.5m)}{3} =$$

Restando al resultado el cráter interno se tiene que:

Volumen parcial del cono:
 c2a) 28.513.553.07 m³

Volumen del cráter:
 c2b) 1.876.578.012 m³

	$\frac{\pi(160)^2(70)}{3}$	Volumen final por cálculo (volumen parcial menos volumen del cráter): c2) 26.636.975.06 m ³
	c3) Por geometría (Cálculos realizados por el ing. bioquímico Romero J. F. 1996):	c3) 26.636.975.06 m ³
2) Considerando un cono volcánico de diámetro de base irregular que cubre visualmente al cono. Con las siguientes variantes:		
CRITERIO	METODO Y PARAMETROS EMPLEADOS	RESULTADO
2a) Considerando la totalidad de la superficie ocupada por el nivel base del terreno original encerrada dentro de el área irregular.	Parámetros: Perímetro del contorno irregular: 3545.33 m Área del contorno irregular: 929822.50 m ² 2a1) Por medio de sobreposiciones a través de un sistema de información geográfica	2a1) 184.105.300 m ³
2b) Considerando un nivel de base arbitrario, dada por la curva de nivel mas baja del cono (2430 m) dentro de el área irregular.	Parámetros: Altura máxima 2730 msnm Altura mínima dentro de un perfil que sigue al contorno irregular 2431.666748 msnm Diferencia de alturas 298.333252 m 2b1a) Por medio de sobreposiciones a través de un sistema de información geográfica Parámetros: Altura máxima 2730 msnm Altura mínima dentro del contorno irregular 2430 msnm Diferencia de alturas 300 m 2b1b) Por medio de sobreposiciones a través de un Sistema de Información Geográfica	2b1a) 152.025.033.523926 m ³ 2b1b) 153.375.070.718994 m ³
2c) Considerando un nivel de base arbitrario del cono, dada por la curva de nivel mas alta (2550 m) que constituye al cono encerrada dentro de el área irregular.	Parámetros: Altura máxima 2730 msnm Altura máxima dentro del contorno irregular 2550 msnm Diferencia de alturas 180 m 2c1) Por medio de sobreposiciones a través de un Sistema de Información Geográfica	2c1) 55.998.878.323242 m ³
3) Debido a que tanto el diámetro regular de 890 m, la figura irregular y por consiguiente las alturas máximas y mínimas no coincidían con las reportadas por Fries (1953), se empleó una figura geométrica (el cono) que las considerara. Con las siguientes variantes:		
CRITERIO	METODO Y PARAMETROS EMPLEADO	RESULTADO
3a) Considerando un nivel de base arbitrario del cono, dado por los parámetros de Fries (1953):	Parámetros: Altura del pico W: 2738 msnm Altura promedio: 327 Altura mínima de base 2411 msnm Altura del pico E: 2750 msnm Altura promedio: 327 Altura mínima de base 2423 msnm Diámetro de la base 890 m Promedio del diámetro del cráter: 320 m Promedio de Profundidad del Cráter 70 m 3a1) Por geometría (Cálculos realizados por el ing. bioquímico Romero J. F. 1996): Parámetros: Altura del pico W: 2738 msnm Altura máxima: 354 Altura mínima de base 2384 msnm Altura del pico E: 2750 msnm Altura máxima: 354 Altura mínima de base 2394 msnm Diámetro de la base 890 m Promedio del diámetro del cráter: 320 m Promedio de Profundidad del Cráter 70 m 3a2) Por geometría (Cálculos realizados por el ing. bioquímico Romero J. F. 1996):	3a1) 65.933.835.48 m ³ 3a2) 71.532.860.45 m ³

Una vez estimado el volumen del cono, se calculó la distribución del material por franjas de desnivel altimétrico. Sin embargo, a diferencia del mapa general de diferencias altimétricas y de volumen presentado anteriormente, se emplearon nuevos rangos que caracterizan a los diferentes elementos del cono y el área circundante.

Para ésta área, los 16 rangos altimétricos generales empleados para los mapas altimétricos de 1934 y 1946 por franjas a cada 25 m son los mostrados en la Tabla 8. Al efectuar las operaciones con el sistema de información geográfica, tales rangos generales se volvieron inapropiados para la representación de los elementos del cono; lo anterior se debe a que muchas de las topoformas presentan variaciones altimétricas más detalladas, por lo que se optó, una vez hecha el álgebra de mapas, el considerar los rangos presentados en la tabla 9 y su mapa respectivo (Figura 43).

Tabla 8. Área cubierta por franjas altimétricas generales de 1934 y 1946

Mapa Altimétrico de 1934 del cono		Mapa Altimétrico de 1946 del cono	
Rango Altimétrico (m)	Área (m ²)	Rango Altimétrico (m)	Área (m ²)
< 2325	550	< 2325	
2325 - 2350	917875	2325 - 2350	33050
2350 - 2375	755100	2350 - 2375	74000
2375 - 2400	1124800	2375 - 2400	161275
2400 - 2425	1114525	2400 - 2425	947575
2425 - 2450	1111875	2425 - 2450	1069775
2450 - 2475	722525	2450 - 2475	1022100
2475 - 2500	399700	2475 - 2500	922000
2500 - 2525	309125	2500 - 2525	1158800
2525 - 2550	179050	2525 - 2550	608925
2550 - 2575	194625	2550 - 2575	292300
2575 - 2600	193900	2575 - 2600	288575
2600 - 2625	375675	2600 - 2625	451950
2625 - 2650	46825	2625 - 2650	120125
2650 - 2675	38350	2650 - 2675	106225
2675 - 2700	15500	2675 - 2700	145550
2700 - 2725		2700 - 2725	87700
> 2725		> 2725	10075

Tabla 9. Volúmenes por franjas de diferencia altimétrica que caracterizan a algunas topoformas.

Topoforma	Diferencia Altimétrica (m)	Rango de Volumen (m ³)	Volumen Total (m ³)	Área (m ²)
Cerro Canicjuata y cerros aledaños con fuerte pendiente cubiertos por ceniza	< 5	0 a 125	904200	1604075
Cerro Canicjuata, frente lávico y zonas deprimidas cubiertas de ceniza	5 a 50	125 a 1250	62418725	2131225
Zona de acumulación de lava, flujos de lava, zona de bocas y hornitos, Sapichu y zonas de emisión por los frentes de lava	50 a 70	1250 a 1750	79766950	1335900
	70 a 90	1750 a 2250	83548625	1048575
	90 a 110	2250 a 2750	49563875	512725
	110 a 130	2750 a 3250	18463475	156800
Ladera baja y media del cono	130 a 160	3250 a 4000	18428925	128400
	160 a 190	4000 a 4750	20000850	115075
Ladera media y alta del cono y laderas internas y fondo del cráter	190 a 230	4750 a 5750	25074300	119700
	230 a 260	5750 a 6500	18986175	77925
	260 a 290	6500 a 7250	24233100	87550
Labio del cráter	290 a 310	7250 a 7750	27224225	91050
	> 310	> 7750	29401300	91000

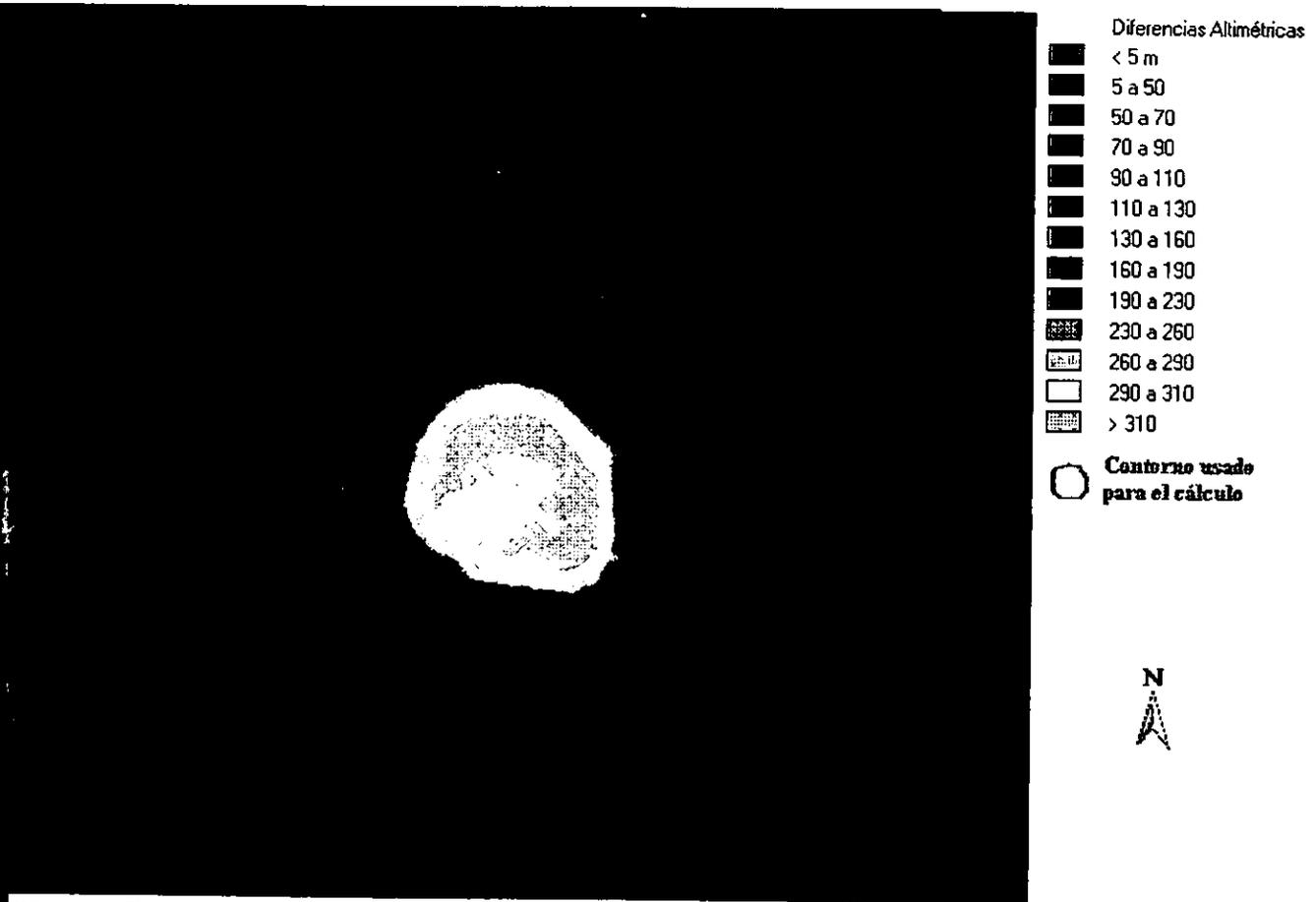


Figura 43. Mapa de diferencia altimétrica del cono (1946-1934). La distribución de diferencias altimétricas, permite expresar en forma gráfica las zonas de depositación de materiales piroclásticos y lávicos de mejor forma que un mapa hipsométrico.

El rango de acumulación de material <5 m se localiza básicamente hacia las porciones W y SW, donde se ubican los cerros limítrofes que por su fuerte pendiente, deslavaban los materiales de caída. Sin embargo, el cono Canicjuata ubicado en la porción NW, muestra áreas (hacia su vertiente W) con rangos mayores a los 5 m, por una menor pendiente y por tanto, más protegida a la erosión. El rango entre los 5 y 130 m de acumulación corresponde a la mayoría del frente lávico, esta abarca un área más pequeña hacia el contacto entre los cerros aledaños del S y W, por ser un freno para el avance de la lava, no así hacia la porción E y SE donde las pendientes facilitaron un mayor emplazamiento.

Los rangos comprendidos entre 50 y 130 m de acumulación, cubren a los distintos flujos de lava del cono y permiten detectar tanto las direcciones como aquellas zonas donde la lava se desplazó por debajo de los derrames anteriores, depositando un mayor volumen de material en los frentes de lava, más hacia la parte inicial e intermedia (flujos de la porción N y NE del mapa). Asimismo, este rango permite analizar al cono adventicio Sapichu en forma de media luna hacia la porción NE del cono principal y la

presencia de otras bocas hacia porción SE y SW (esta última formando una meseta donde se ubican la llamada Mesa de los Hornitos).

Las laderas medias externas del cono, se ubican en franjas comprendida entre los 160 y 230 m de acumulación, cubriendo el mayor rango de volumen de todo el cono con $45\,075\,150\text{ m}^3$. Mientras que la mayoría de las laderas internas del cráter presentan desniveles de acumulación local que van de los 260 (para el fondo del cráter), a los 310 m para las zonas más altas de estas laderas. El labio del cráter está señalado por zonas de acumulación que van desde los 310 m hasta los 343 m. Cabe hacer notar que hacia porción SW del labio no existe la anterior franja producto del proceso de interpolación y de la digitalización escasa en esta porción en la fuente cartográfica original.

Finalmente, empleando los procedimientos anteriores para el cálculo de desniveles locales y de volúmenes y, con la salvedad de estar empleando cartografía a distintas escalas (1:10 000 para 1934 y 1:50 000 para 1977) se obtuvo el volumen total del cono actualmente, $196\,243\,900\text{ m}^3$, así como su distribución y cálculo de las áreas y volúmenes por franjas mostrados en la figura 44 y la tabla 10.

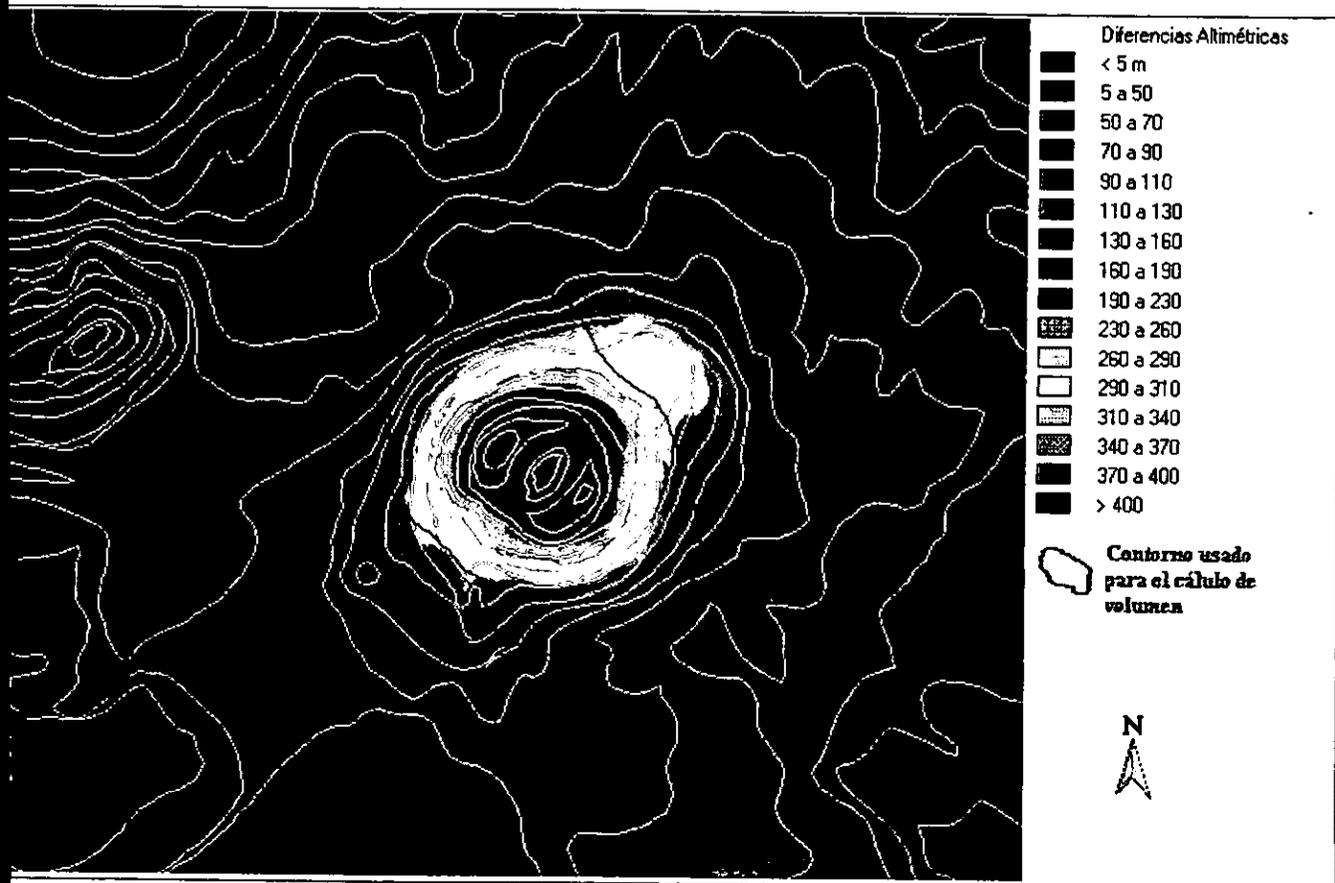


Figura 44. Mapa de diferencias altimétricas entre 1977 y 1934. Las curvas en blanco representan las curvas de nivel a cada 20 m y la línea en negro el contorno irregular usado para el cálculo de volumen.

Tabla 10. Volúmenes por franjas de diferencia altimétrica que caracterizan a algunas topoformas.

Topoforma	Diferencia Altimétrica (m)	Rango de Volumen (m ³)	Volumen Total (m ³)	Area (m ²)
Escasos sitios sobre pendientes pronunciadas.	< 5	0 a 125	230125	174225
Base de los cerros aledaños, frente lávico y zonas deprimidas cubiertas de ceniza	5 a 50	125 a 1250	30946575	1369175
Zona de acumulación de lava, flujos de lava, zona de bocas y hornitos y zonas de emisión por los frentes De lava	50 a 70	1250 a 1750	24117050	403150
	70 a 90	1750 a 2250	37951625	478600
	90 a 110	2250 a 2750	57546550	573750
	110 a 130	2750 a 3250	83780425	703775
Flujos de lava, ladera baja y media del Cono	130 a 160	3250 a 4000	149141525	1028550
	160 a 190	4000 a 4750	211645175	1208925
	190 a 230	4750 a 5750	179912650	885725
Ladera media y altas Del cono	230 a 260	5750 a 6500	44151550	181500
	260 a 290	6500 a 7250	36958525	134850
Laderas internas, fondo y labio del cráter	290 a 310	7250 a 7750	28431600	94975
	310 a 340	7750 a 8500	24859250	76650
	340 a 370	8500 a 9250	27058300	76250
Pico SE del cono	370 a 400	9250 a 1000	32484975	84725
	> 400	> 1000	10274575	25175

Al comparar las figuras 43 y 44 de diferencias altimétricas, se observa que al finalizar la erupción y 50 años después el rango de acumulación altimétrica se ha incrementado en algunas porciones. debido al deslave y redepositación de la ceniza de las montañas aledañas en zonas cerradas o parcialmente cerradas. Así por ejemplo, actualmente el rango <5 m anteriormente hacia las porciones W y SW, hoy es escaso, pese a la fuerte pendiente de la zona, predominando así, en los cerros limítrofes rangos mayores a 5 m; entre 5 y 50 m de grosor de material se localiza en el frente lávico, que en parte ha sido cubierto por los deslaves de ceniza.

Los rangos de acumulación comprendidos entre 50 y 260 m (que hasta 1946 era la franja de los 130 m de acumulación) cubren a los distintos flujos de la base del cono, permitiendo aún detectar, tanto las direcciones de flujo de la lava como aquellas zonas donde la lava se desplazó por debajo de los derrames anteriores, con depósitos mayores en algunos puntos del frente del derrame. Asimismo, éste rango permite reconocer las bocas hacia porción SE y SW, pero ya no al cono adventicio Sapichu comprendido en rangos de acumulación de 230 m a 310 m, producto del sepultamiento parcial de flujos más recientes.

La base del cono quedó entre los 160 y 260 m de desnivel local y las laderas medias y altas de los 260 a 400 m. El labio del cráter entre los 370 a 400 m, siendo la parte más elevada el pico SE con 410 m. El fondo y las laderas internas del cráter van desde el rango comprendidos entre los 340 m y los 400 m.

8.2 El mapa de pendientes del cono

La figura 45 muestra la clasificación de pendientes para el cono en 6 clases, correspondiente a procesos y condiciones generales propuestas por Van Zuidam (1986), mientras que la figura 46 compila los ángulos interno de fricción de materiales o ángulos de reposo que proponen Skempton (1945); Carson y Kirkby (1972), Hoek y Bray (1977 y 1979), Boeles (1979) citados en Gardiner y Dackombe (1983).

Ambas clasificaciones ajustadas al cono, se complementan para conformar la figura 47, mediante la cual es posible caracterizar los elementos del relieve, no sólo por los procesos, sino también por la posible disposición de los materiales del cono.

La importancia del ángulo de fricción interna de los materiales, es que depende de las condiciones promedio de todos los gránulos en materiales fragmentados y sueltos, y se refiere al valor límite de la oblicuidad; cuando tal límite es igual al ángulo de fricción, hay tendencias de deslizamiento.

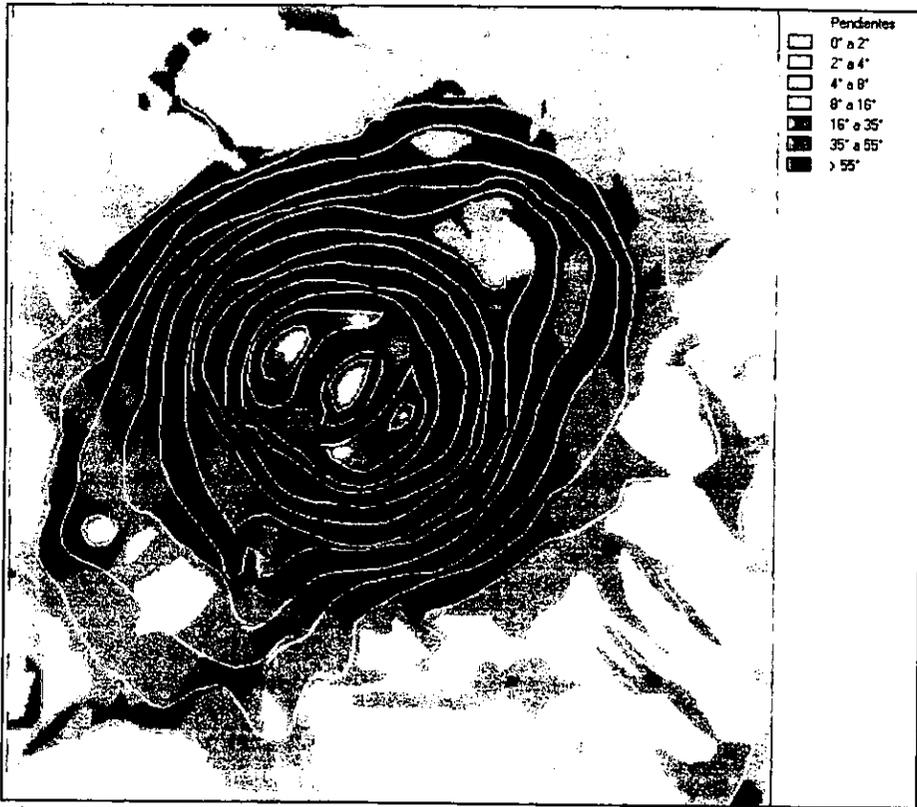


Figura 45. Clasificación de las pendientes del cono y áreas adyacentes, con base en el criterio de Van Zuidam (1986). El criterio considera procesos característicos y condiciones del terreno.

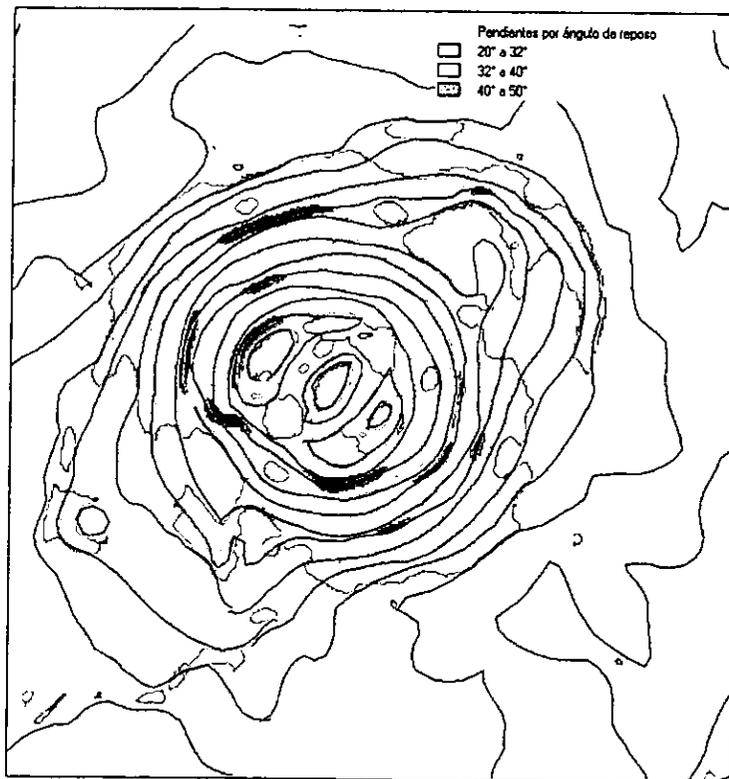


Figura 46. Clasificación de las pendientes del cono y áreas adyacentes, con base en el ángulo de reposo de los materiales. Para determinación de las clases de ángulos de reposo se consideraron aquellas clasificaciones más relacionadas a materiales litos de caída libre que presentaran una equivalencia a los materiales encontrados en conos cineríticos.

De acuerdo con Skempton (1945), el ángulo de fricción interna se aproxima a su ángulo de reposo cuando es emitido y depositado en la superficie en forma de cono. Así, el ángulo de reposo en materiales granulares es el ángulo de fricción bajo una presión prácticamente igual a cero y se incrementa en materiales granulosos puntiagudos, más que en materiales redondeados y homogéneos. Por ejemplo, las arenas uniformes tienden a ángulos de fricción menores que aquellas arenas con una gran variedad de tamaños de gránulos. También la estabilidad de la ladera depende del grado de protección vegetal que tenga contra viento y lluvia, así como del grado de cementación de los materiales.

El mapa de pendientes (Figura 47) muestra que los rangos de 0° a 4° se ubican en las lomas de elevaciones preeruptivas que han sido cubiertas por caída de ceniza (esquina SW del mapa), así como al fondo del cráter principal, del adventicio y de uno de los hornitos principales en la porción sur. También su presencia se da en el pico NW del cono, donde el labio es relativamente más amplio que su contraparte SE. Hacia la porción SE del mapa y dentro del campo de lava, la acumulación de cenizas y arenas y la fluidez de la lava han producido una superficie más regular y plana, aunque el predominio del resto de las lavas es de pendientes muy abruptas.

Las pendientes entre 8° a 16° se sitúan básicamente dentro del campo de lava, ya que los contactos entre flujos y el grado de rugosidad facilitan inclinaciones fuertes del terreno. Esta inclinación y el fuerte cubrimiento de piroclastos hacia la porción sur, permiten el desarrollo de barrancas que van siguiendo las grietas o contactos de lava en los alrededores de la mesa de los hornitos, así como en los frentes lávicos. Gran parte de las laderas medias del Sapichu formadas por los escurrimientos lávicos presentan este grupo de pendientes.

Un punto sobresaliente hacia las porciones NE y SW de las laderas externas del cono principal, así como del labio del cráter y algunas porciones de las laderas internas, es la presencia de manchones aislados, de pendiente menores a los 16° y que se encuentran bordeados por ángulos de inclinación mayores. Tales áreas, se establecen probablemente por el soporte de materiales más gruesos que los rodean y que permite su estabilidad. Es también este rango de 16° a 35° de pendiente, en donde grandes

áreas del labio del cráter se ubican y facilitan los procesos de remoción en masa y caída libre de materiales hacia el fondo.

La mayor parte de la estructura cónica interna y externa se ubica en el rango de los 16° a 35° (mostrado en color morado claro) y sólo se localizan franjas aisladas para el grupo de los 35° a 55° (representado por un tono de color azul claro). Es precisamente en estos dos grupos de pendientes donde hay una subdivisión de fragmentos rocosos, con base en su ángulo de reposo. El color morado claro con motas verdes representa pendientes de los 20° a 32° (ángulos estimados para el reposo de cenizas medias y gruesas con arenas finas y medias, que se distribuyen ampliamente, tanto en las laderas internas como externas).

El rango de los 32° a 40° corresponde a combinación de cenizas gruesas y arenas de tamaño medio y grueso con lapilli y gravas, lo que facilita su expresión en bandas en las laderas externas superiores. Es este el tipo de material el que bordea al fondo del cráter y el que forma básicamente los corredores de deslizamiento de escoria del fondo del cráter.

Este grupo de materiales, dispuestos en pendientes de 32° a 40° es compartido por los rangos generales de 16° a 35° y 35° a 55°. por lo que en la leyenda de la figura 47 se especifican los límites extremos en los que se pueden encontrar.

Bandas de materiales más burdos, lapilli mediano y grueso de más de 1 cm de diámetro, cuyo ángulo de reposo se ha estimado entre 40° y 50°, queda representado con manchones y bandas azules en el rango general de 35° a 55°. Es el tipo de materiales que predominan hacia la porción donde se encuentran los senderos de ascenso de los turistas (SW del cono), motivo también por el cual no han profundizado tanto como los de la ladera WNW, donde predomina una combinación de materiales más finos (manchones rojizos en el mapa, que representa la combinación de arenas finas y gruesas), y origina un verdadero corredor de escombros antrópico.



Leyenda:

1) 0° a 2° Plano o casi plano. Zona de lomas, llanos, cimas y fondos de cráter.



2) 2° a 4° Ladera de pendiente suave. Presencia de diferentes tipos de movimientos en masa, de diferente velocidad como lánzadas de lavado y lavado por cascadas. Peligro de erosión. Zonas de coque de lava y barrancos.



3) 4° a 8° Ladera de pendiente inclinada. Condiciones ventosas a las adyacencias, pero con menor riesgo a la erosión. Zonas de crevas, contactos y flujos de lava, así como laderas medias del cono advectivo.



4) 8° a 16° Ladera de pendiente moderada. Tipos de movimientos en masa como arrastres, lánzadas de lavado y lavado por cascadas, ocasionalmente presencia de deslizamientos. Peligro de erosión y deslizamientos. Zonas de derrames, laderas de cimas, laderas internas y adyacentes al fondo del cono principal, laderas medias del cono advectivo y zona de barrancos.



5) 16° a 32° Ladera de pendiente fuerte. Diferentes tipos de procesos internos de desmoronamiento. Extremadamente peligrosos por erosión. La mayor parte de la estructura principal de las laderas internas y externas del cono, la zona de barrancos y occlusionamiento de las fumarolas, la parte media y baja del cono advectivo.

6) 32° a 52° Ladera de pendiente muy fuerte. Presencia de lavas desmoronadas, peligro de resaca de rocas. Bandas en las laderas externas del cono con material de escoria mayor a 1 cm.



5a) 20° a 32° Predominio de Combinación de cenizas gruesas y arenas finas sueltas.



32° a 40° Predominio de Combinación de cenizas gruesas y arenas medianas y gruesas con lapilli y gravas.



6a) 40° a 52° Escoria con más de 1 cm de diámetro.



Figura 47. Mapa de pendientes y ángulos de reposo de materiales

8.3 El mapa geomorfológico

Una vez estimada la distribución y la cantidad de material emitido para el cono, se procedió a analizar los procesos actuales de erosión y acumulación de la base, laderas y fondo del cráter del volcán, así como algunos otros elementos de la zona mediante fotointerpretación, trabajo de campo y de gabinete, para obtener, el mapa geomorfológico (Figura 48).

Para lo anterior se consideró al centro del cráter como el punto medio para la descripción de cuadrantes que caracterizan las laderas externas e internas y demás elementos.

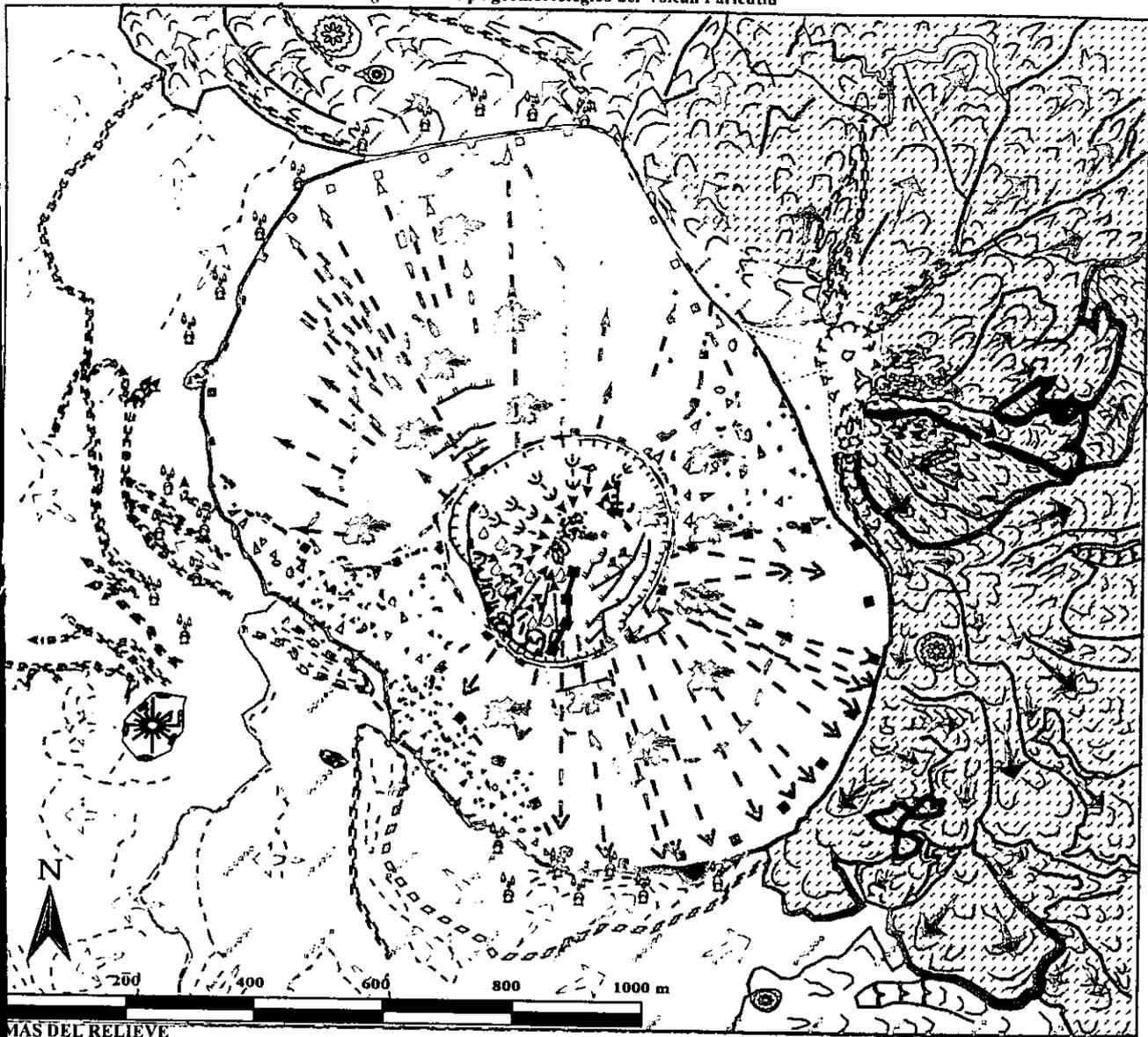
Las laderas externas del cono se han dividido en cuatro, de acuerdo con su composición y modelado: 1) Ladera SW, de escoria y rocas; 2) Ladera NE, de lapilli, escoria y rocas parcialmente estables por la presencia de musgos y plantas herbáceas; y 3) Ladera ESE con corredores de lapilli parcialmente estables por la presencia de plantas herbáceas y musgos y 4) Ladera WNW, con corredores de lapilli y escoria parcialmente estables por la presencia de plantas herbáceas y musgos. Las dos primeras y las dos últimas presentan características parcialmente similares que se explican más adelante. El mismo criterio se aplicó a las laderas internas del volcán.

Las coladas de lava se clasificaron en dos: las cubiertas por piroclastos, con presencia de crestas (hacia la porción S y W de la figura 48) y coladas con escaso cubrimiento de material de caída, con expresión de la dirección del flujo, lo que ha permitido interpretar la edad de cada una.

La diferencia de cubrimiento de piroclastos entre las coladas sur y norte estriba básicamente en el hecho de que los cerros aledaños en la porción sur, a la vez que impiden la integración de la red fluvial hacia el poniente, aportan materiales que al deslavarse cubren parte del derrame. En contraste los derrames de la porción norte del campo de lavas, no están limitados por elevaciones importantes, lo que permitió que las cenizas se dispersaran más rápidamente, quedando sólo relictos en las oquedades y grietas.

Otros elementos como las bocas de lavas, los hornitos, barrancas, etc. se describen de manera somera.

Figura 48. Mapa geomorfológico del volcán Parícutin



FORMAS DEL RELIEVE

- 1) Talud y abanico de derrubios en el fondo del cráter
- 2) Talud y abanico de derrubios en el fondo del cráter con predominio de grandes bloques rocosos
- 3) Manto de acumulación de piedemonte
- 4) Talud estable por la presencia de herbáceas, musgos y líquenes

Derrames de lava

- 1) Derrame sin cubrimiento de piroclastos y con dirección y arrugamiento de flujo
- 1a) Del 1 de enero al 31 de marzo de 1952
- 1b) De marzo a junio de 1951
- 1c) De octubre a diciembre de 1950
- 1d) De agosto de 1947 a marzo de 1948
- 2) Derrame con cobertura de piroclastos, arrugamientos y dirección de flujo
- 3) Superficie plana, estrecha y alargada
- 4) Bordes escarpados
- 5) Cresta de lava
- 6) Funel de lava colapsado



Formas de erosión

- 1) Barranco incipiente en tefra
- 2) Barranco incipiente en contactos y grietas
- 3) Círculo de erosión
- 4) Ladera con caída y deslizamiento de derrubios
- 5) Laderas con terracillas de deslizamientos y deformación
- 6) Ladera con grietas y fumarolas alterada por hidrotermalismo
- 7) Destizamientos de derrubios
- 8) Corredor de lapilli
- 9) Pináculo



Formas de acumulación

- 1) Talud y abanico de derrubios en el fondo del cráter
- 2) Talud y abanico de derrubios en el fondo del cráter con predominio de grandes bloques rocosos
- 3) Manto de acumulación de piedemonte
- 4) Talud estable por la presencia de herbáceas, musgos y líquenes

Formas antrópicas

- 1) Corredor de deslizamientos de derrubios
- 2) Senderos
- 3) Superficies desforestadas
- 4) Abanico detrítico

Otros

- 1) Rompimiento de pendiente

8.4 Laderas externas del cono

8.4.1 Ladera externa SW de escoria y rocas

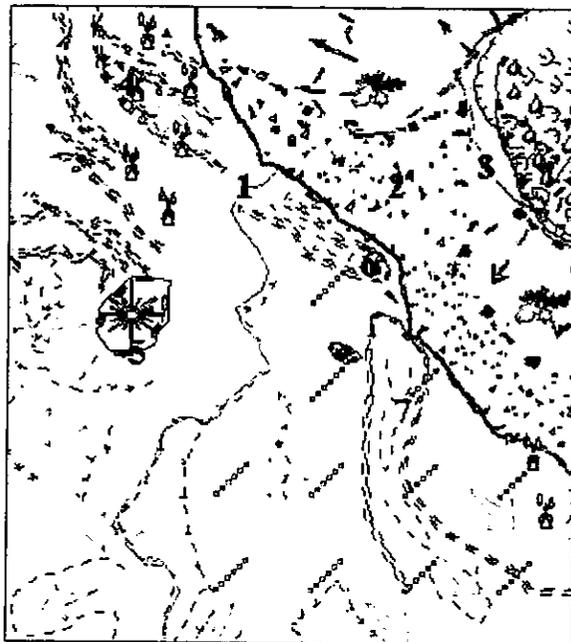


Figura 49. Ladera externa SW del cono

La figura 49 muestra la ubicación de los puntos muestreados para esta ladera. El punto 1, en la base, posee arenas desde $\frac{1}{2}$ a 1 mm y bloques de 13 x 10 a 25 x 10 cm en su mayoría. En la parte media, la ladera presenta materiales de diámetro de 10 x 9 a 14 x 9 cm, con mínimos de 4 x 3 cm y máximos de 10 x 25 cm, con pendiente de 30 a 41° en algunos puntos. El punto 3, ubicado en la ladera alta de esta zona con pendiente de 25° a 35°, presenta materiales promedio de 15 x 10 cm, mínimos de 1 x 2 cm y máximos de 20 x 30 cm.

Como se aprecia, la granulometría en esta ladera es muy burda; predominan bloques muy grandes que facilitan la infiltración rápida y la escasa acumulación de materia orgánica para el desarrollo de la vegetación.

Los porcentajes acumulativos para los materiales de esta ladera se muestran en la tabla 11.

Es necesario mencionar, que la parte baja fue la que presentó mayores picos de acumulación de material. comprendidos entre 1 mm (0 ϕ) hasta 0.25 mm (2 ϕ) y corresponden a materiales que varían desde cenizas gruesas o arenas muy gruesas a arenas medias, esto posiblemente a causa de que es la parte baja la zona de acumulación y de formación parcial de un piedemonte.

Se observa en general, en las 3 porciones de la ladera un predominio de más del 86.9% de lapilli grueso y medio, escoria bombas y bloques (de valores -2ϕ a $< -2 \phi$). Los materiales de lapilli fino, arenas muy gruesas y arenas gruesas (comprendidos entre 4 mm (-2ϕ) y 0.5 mm (1 ϕ)) aportan apenas un 10% y a partir de estos, a cenizas gruesas y finas presentan proporciones bajas. Lo anterior facilita la infiltración y por consiguiente, el impedimento momentáneo de la penetración de una cobertura mayor de vegetación (la cual es menor a 5 plantas por m² en la parte media y alta, y se incrementa considerablemente hacia algunas porciones de la ladera baja y en los contactos con los derrames, donde la canalización del escurrimiento por pequeñas barrancas aumenta el grado de humedad) (Fotos 16 y 17).

Tabla 11. Valores promedio de granulometría para las 3 porciones de la ladera SW.

	<-2	-2 (4mm)	-1 (2mm)	0 (1mm)	1 (0.5 mm)	2 (0.25mm)	3 (125 mm)	4 (0.0625)	<4	TOTAL
PESO INDIVIDUAL EN GRAMOS	488.80	31.45	5.35	10.00	43.65	8.65	6.60	2.70	1.50	598.70
% INDIVIDUAL	81.64	5.25	0.89	1.67	7.29	1.44	1.10	0.45	0.25	100.00
PESO ACUMULATIVO	488	520.25	525.6	535.6	579.25	587.9	594.5	597.2	598.7	
% ACUMULATIVO	81.51	86.90	87.79	89.46	96.75	98.20	99.30	99.75	100.00	



Foto 16. Ladera SW superior y media, vista desde el labio sur del cono. Al fondo el cerro Canicjuata.



Foto 17. Ladera SW parte baja y media. Zona de senderos de ascenso de los turistas.

La precipitación media del 6 de junio al 25 de julio de 1995 y 1996, fue de sólo 15.6 mm diarios. sin embargo, la distribución y duración de una lluvia puede variar desde media hora hasta 24 horas sin interrupción con mínimos de a 4 mm en este lapso y máximos en casos especiales como entradas de ciclones, de hasta 105 - 125 mm. En general, esta ladera recibe por evento, de un 3 a 12% del total de lluvia que cae sobre el cono. La infiltración llega a ser tan rápida que más de 100 cc son absorbidos en menos de medio minuto, reteniendo los materiales sólo un 5.1% del agua, lo que limita disponibilidad de este elemento para la vegetación.

Es también en esta ladera donde se han formado un mínimo de 3 senderos, que a pesar de ser detectables aún no han ocasionado el grado de erosión que se observa en otras laderas, lo anterior es producto de la tosca estructura de la escoria.

La ladera baja al estar en contacto (punto 4 de la figura 49) con los derrames, ha facilitado la formación de barrancos en los contactos de los mismos, cuya anchura varían de 2.30 a 6 m, con profundidad de menos de 30 cm hasta 1.80 - 6 m (Fotos 18 y 20). También en esta porción se encuentran importantes relictos de erosión pluvial (Foto 21). Consistente en pináculos de 37.5 cm el más alto.

Para todas las zonas con pináculos en la base del cono, el promedio general de tamaño de roca fue de un 32% a 47% del total del pináculo y el resto lo constituye el pilar de ceniza. Asimismo, el promedio general de pendientes donde se forman es de 4° a 6°.

Hacia la porción central y SE de la base de esta ladera (puntos 5 a 7 de la figura 49), se ubica la zona denominada Mesa de los Hornitos y dos de las bocas principales (correspondientes a la evolución de las ventanas Taquí punto 6 al SW y Ahuán, punto 7 al SSW de la figura 49) que tuvo el volcán en su actividad (Fotos 21 a 23).

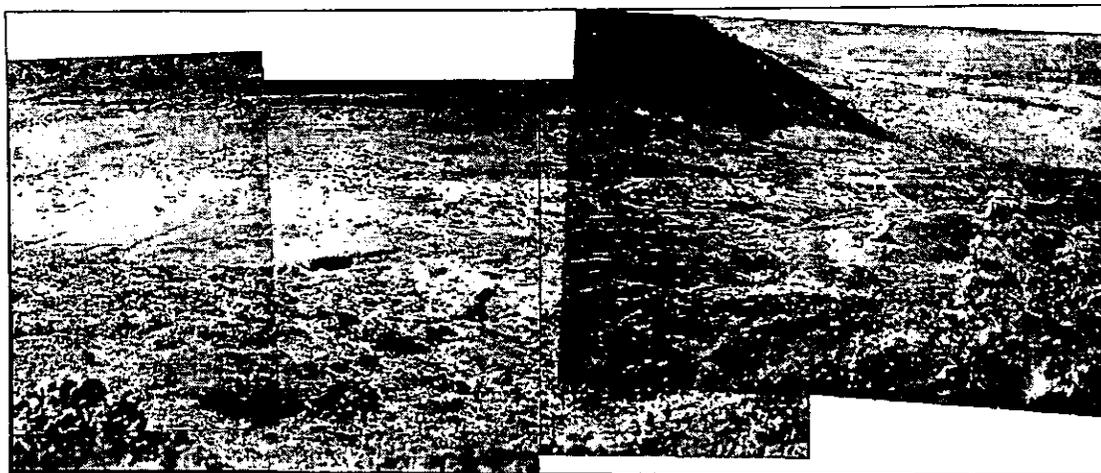


Foto 18. Vista desde la ladera media SW hacia la zona de abarrancamiento. Al fondo el cerro Canicjuata.

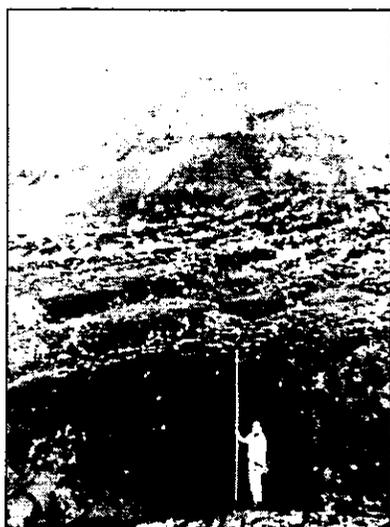


Foto 19. Profundidad de barrancas de la base SW del cono. Al fondo el volcán Parícutin.



Foto 20. Pináculo de erosión pluvial.



Foto 21. El punto 5 representa una de las bocas localizadas en la base de la ladera SW. Al fondo el punto 6, ubica la zona denominada Mesa de los Hornitos.



Foto 22. Uno de los principales Hornitos, ubicados en la base SW del cono principal.



Foto 23. Boca SE. La altura de las paredes de 8.5 a 12 m con pendientes variables desde 33° a 44°. El fondo de la boca con 90 m de largo por 15 de ancho presenta acumulación por acarreo de arenas y cenizas, mientras que el inicio de la boca tiene un amplio corredor de escombros.

8.4.2 Ladera externa NE de lapilli, escoria y rocas parcialmente estables por la presencia de musgos y herbáceas

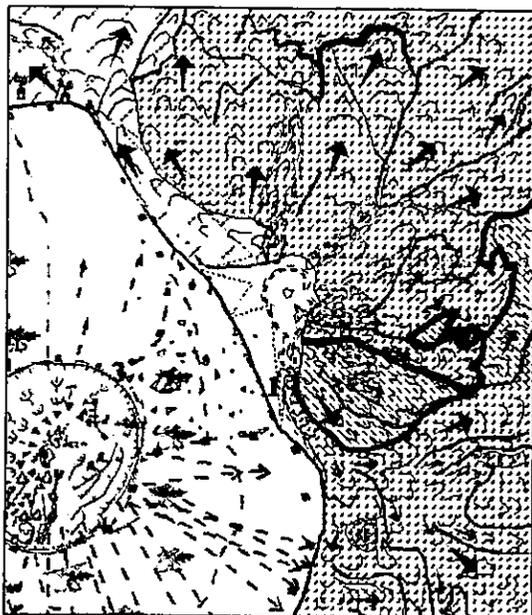


Figura 50. Ladera externa NE del cono

Al igual que en el caso anterior, se muestreo en 3 puntos (Figura 50), correspondientes a la parte baja, media y alta de la ladera. En la parte baja y alta las pendientes locales fueron de 22° y en la parte media de 32° . La ladera baja, en contacto con el cono adventicio Sapichu, presenta materiales formados por bombas y bloques en un corredor común a ambos conos (Foto 24). A diferencia de la ladera SW, aquí se encuentran combinaciones de materiales de lapilli con arenas y cenizas gruesas y finas en una mayor proporción, lo que ha ocasionado que los senderos turísticos profundicen más (Foto 25), pero a la vez, la combinación de fragmentos de más de 3 cm y de arenas medias y finas favorece el desarrollo de musgos que empiezan a estabilizar gran parte de la porción media y alta.



Foto 24. Ladera NE. Corredor común al volcán Parícutin (ladera izquierda) y al Sapichu (ladera derecha de la foto).

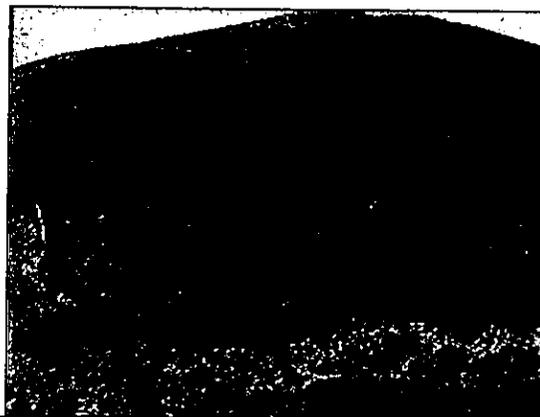


Foto 25. Ladera NE. Sendero turístico. Sobre materiales más sueltos.

Lo anterior se puede comprobar al observar la tabla 12, donde se muestra que en esta ladera los materiales de escoria y lapilli grueso, con valores de -1ϕ a $< -2 \phi$, aunque constituyen el 54.13% del total (y predominan hacia la parte baja y media de la ladera), no llegan a ser del mismo predominio que su contraparte SW. Del restante 45.87%, son las arenas gruesas a finas las predominantes con un 35.11%. Esto le confiere condiciones más favorables para el desarrollo vegetal, ya que el musgo llega a cubrir de un 60% a 70%, el estrato herbáceo un 30% y en algunos casos se llegan a observar ejemplares de pinos de hasta 82 cm de altura. La presencia de esta vegetación es mayor hacia las laderas media y superior, debido a que es en estas partes de la ladera, en la combinación de materiales gruesos y finos, predominan las arenas finas, permitiendo así, una mayor retención de humedad.

Tabla 12. Valores promedio de granulometría de la ladera NE

	< -2	-2 (4mm)	-1 (2mm)	0 (1mm)	1 (0.5 mm)	2 (0.25mm)	3 (125 mm)	4 (0.0625)	<4	TOTAL
PESO INDIVIDUAL EN GRAMOS	69.07	53.31	26.98	27.96	56.57	21.66	14.04	4.58	1.78	275.94
% INDIVIDUAL	25.03	19.32	9.78	10.13	20.50	7.85	5.09	1.66	0.65	100.00
PESO ACUMULATIVO	69.07	122.38	149.36	177.31	233.88	255.55	269.59	274.16	275.94	
% ACUMULATIVO	25.03	44.35	54.13	64.26	84.76	92.61	97.70	99.35	100.00	

Los análisis muestran que la máxima capacidad de retención de agua de esta ladera es menor a su contraparte SW, con sólo 3.2% del total que recibe. Sin embargo, el grado de infiltración aunque también alto, es un poco menor a los 100 cc por minuto, a lo que se agrega, el encañonamiento producido por el contacto del cono principal con el Sapichu³⁹, que hace que esta porción del cono sea la zona donde se producen las máximas precipitaciones, con promedio general de 25.57 mm (casi 10 mm más que la ladera SW y representa de un 10 a un 18% del total de lluvia que cae en un evento de 24 hr sobre el cono), para el mismo periodo del 6 de junio al 25 de julio de 1995 y 1996. Son las laderas bajas y medias las que reciben un mayor porcentaje de lluvia que llegan a alcanzar en eventos extraordinarios, hasta 180 y 165 mm en menos de 24 hr de lluvia continua.

En la base de esta ladera no hay una presencia importante de pináculos de erosión pluvial, pese a ser la que recibe mayor precipitación, debido a que no se presentan materiales finos que permitan su desarrollo.

Hacia el norte de la ladera se ubica el cono adventicio Sapichu (Fotos 26 y 27), con un mínimo de 8 bocas aún visibles en su estructura principal, y junto con el fondo de su cráter muestran una gran

³⁹ El contacto entre el cono Principal y el Sapichu, obliga a los vientos cargados de humedad (que esta época predomina del este) a encausarse hacia las partes bajas y medias de estas laderas, de manera que los vientos al ascender rápidamente y chocar con las paredes de ambos conos, dejan su humedad en forma de precipitación.

cantidad de fumarolas que han alterado la roca por procesos hidrotermales. Las laderas de dicho cono fueron sepultadas y bordeadas por derrames sucesivos, los más recientes de coloraciones oscuras (correspondientes a flujos que se produjeron del 1 de enero al 31 de marzo de 1952), los que sepultaron a otros emitidos de marzo a junio de 1951 (hacia la parte central), y a los flujos de octubre a diciembre de 1951 (hacia su porción NW) y que aún son visibles en algunos puntos.



Foto 26. Ladera NE superior, cubierta de plantas herbáceas. Al fondo el cono adventicio Sapichu

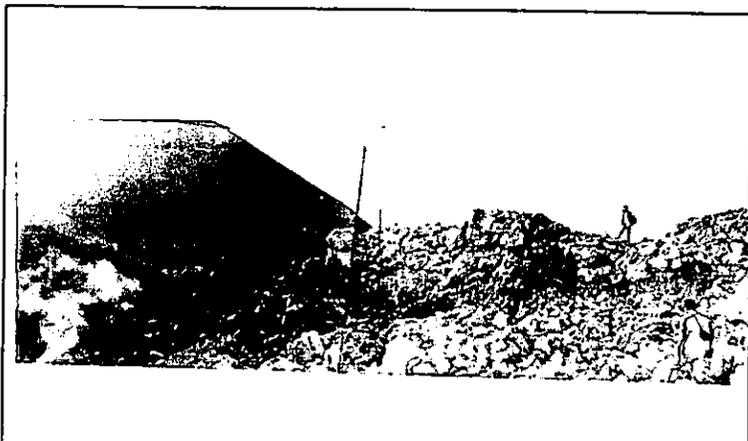


Foto 27. Fondo y labio del Sapichu afectados por fumarolas e hidrotermalismo. Al fondo la ladera NE del volcán Parícutin.

3.4.3 Ladera Externa ESE con corredores de lapilli parcialmente estables por la presencia de herbáceas y musgos

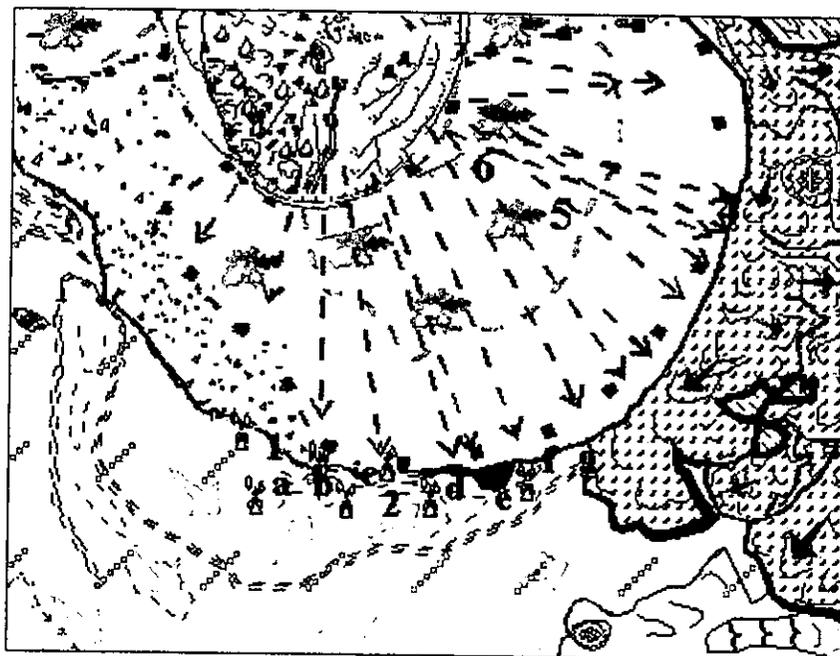


Figura 51. Ladera ESE

Esta ladera es muy similar a su opuesta WNW. Ambas poseen franjas con corredores de lapilli, escoria y gravas insertadas sobre cenizas gruesas y arenas finas sueltas (figura 51).

Tabla 13. Valores promedio de granulometría de la ladera ESE

	<-2	-2 (4mm)	-1 (2mm)	0 (1mm)	1 (0.5 mm)	2 (0.25mm)	3 (125 mm)	4 (0.0625)	<4	TOTAL
PESO INDIVIDUAL EN GRAMOS	143.10	215.78	65.55	59.06	186.00	16.13	15.93	12.37	6.29	720.21
% INDIVIDUAL	19.87	29.96	9.10	8.20	25.83	2.24	2.21	1.72	0.87	100.00
PESO ACUMULATIVO	143.10	358.88	424.42	483.48	669.49	685.61	701.55	713.92	720.21	
% ACUMULATIVO	19.87	49.83	58.93	67.13	92.96	95.20	97.41	99.13	100.00	

Como se observa en la tabla 13, el lapilli y materiales más gruesos ocupan el 58.9%, siguiendo en orden de importancia las arenas gruesas y finas con casi un 33% del total. Tal vez esta distribución en bandas y con ángulos de reposo distintos, apoyados por la alta lubricación de la ladera en época de lluvias, ha permitido el desarrollo de los corredores.

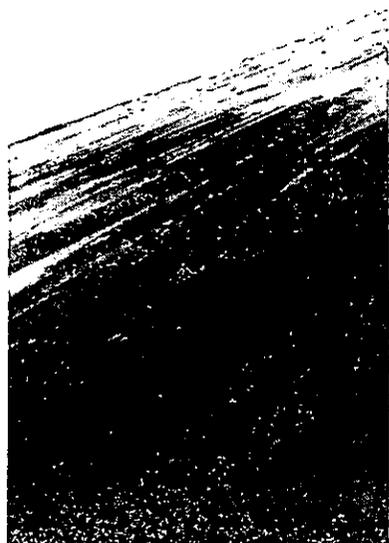


Foto 28. Corredores de lapilli de la ladera ESE.



Foto 29. Distribución de la vegetación en la ladera superior ESE y corredores de lapilli.



Foto 30. Fijación de la vegetación en zonas de materiales gruesos combinados con finos.

En su conjunto, esta ladera es la segunda con mayor grado de precipitación para el mismo periodo de observación. Posee un promedio de 16.51 mm de precipitación, con máximos desde 105, 130 y 145 mm en menos de 24 hr para las partes alta, medias y bajas respectivamente. La parte baja presenta un pequeño piedemonte, en el cual se registró uno de los menores grados de infiltración (286 cc por hora), mientras que las laderas medias absorben en promedio 100 cc por cada 3 minutos. Asimismo, la capacidad de retención es la segunda más alta de las 4 laderas con 6.49%. Lo anterior supondría un mayor

cubrimiento vegetal, sin embargo, este es únicamente mayor hacia la porción superior y en algunos manchones aislados en las partes bajas (Fotos 28 a 30).

La combinación de alta precipitación y retención de agua son los factores que favorecen el desarrollo de la vegetación, pero además, la relación de ángulos de reposo y materiales permiten una mayor estabilidad de la ladera (observa hacia las partes altas, donde la mayor parte de los materiales ha alcanzado un ángulo de fricción interna lo suficientemente estable para no presentar más deslizamientos).

Como se ha mencionado, en la base de la ladera se presenta un pequeño piedemonte, extendido desde uno de los costados de la boca SSE descrita anteriormente, bordea al cono principal y termina hacia el N, en el inicio del ascenso a la ladera SSE del Sapichu (Fotos 31 a 33).



Foto 31. Inicio del piedemonte de la ladera ESE. Al fondo la boca SSE.



Foto 32. Parte media del piedemonte, recorrido por escurrimientos no permanentes en época de lluvias. El lado opuesto al volcán es delimitado por frentes de lava, en algunos casos ha sido cubierta parcialmente por el piedemonte.



Foto 33. Final del piedemonte. Donde los escurrimientos han sedimentado lo suficiente para permitir encharcamientos y que los nutrientes sean suficientes para el establecimiento de arbustos y zacates. Al fondo, el ascenso hacia el Sapichu.

Este piedemonte es el margen izquierdo de escurrimientos temporales que bajan de las paredes de la boca SSE y el límite derecho lo forman las crestas de los flujos de lava. Es precisamente en ambos márgenes donde se presenta el segundo grupo de relictos importantes de erosión pluvial, siendo estos más numerosos al inicio del pequeño valle y disminuyendo en tamaños hacia la parte final. También su presencia difiere en tamaño, ya que hacia el piedemonte del cono principal varían de mm a unos 10 cm, e incluso 51 cm de alto, en cambio, del lado de las crestas lávicas es posible encontrar de más de 50 cm. (Fotos 34 y 35).

Otro aspecto interesante en las áreas con presencia de relictos, es que el mayor espesor de ceniza se encuentra siempre hacia el lado no protegido, no sólo por el cubrimiento que le da la roca de la lluvia, sino del abrigo que se da a sí mismo de la esorrentía laminar. Por ejemplo, se encontró que los espesores

de ceniza y roca en la cara que mira hacia el cono principal eran de 1 cm de ceniza x 1.5 cm de roca. mientras que del lado no protegido era de 3 cm de ceniza por 1.5 cm de roca. Otro caso mostró 3 cm de roca x 8 cm de ceniza del lado protegido y 3 cm de roca por 25 cm de ceniza del opuesto.

Algunas de las características del pequeño valle formado por los escurrimientos temporales se muestran en la tabla 14 y su ubicación esquemática en la figura 51.

Tabla 14. Algunas características del valle lateral ESE del cono.

PUNTO	ANCHO CAUSE (M)	PROFUNDIDA D MARGEN IZQUIERDO	PROFUNDIDA D MARGEN DERECHO	TAMAÑO Y CARACTERÍSTICAS DE RELICTOS
A	6.48	1.40 m	40 cm	mínimos de 1 cm de largo máximos de 10 cm de largo diámetro de roca 10x7, 1x1 cm
B	4	50 cm	40 cm	mínimos de 1 cm de largo máximos de 8, 11 cm de largo diámetro de roca 7x4cm
C	1.20	1.10m	70cm	mínimos de 2.7 cm de largo máximos de 30 cm de largo diámetro de roca 23x7, 1x1 cm
D	8.15	20 cm	20cm	mínimos de 1.5 cm de largo máximos de 4 cm de largo diámetro de roca 10x7, 0.8, 0.13 cm
E	19	80cm	35cm	No hay presencia de relictos
F	3.301	80	35	mínimos de 1.5 cm, 1 cm de largo máximos de 8cm, 30 cm de largo diámetro de roca 22x14, 0.8, 0.13 cm
G	10.6	10	10	Inicia zona de acumulación. No hay relictos
H	14.50	10	10	No hay relictos

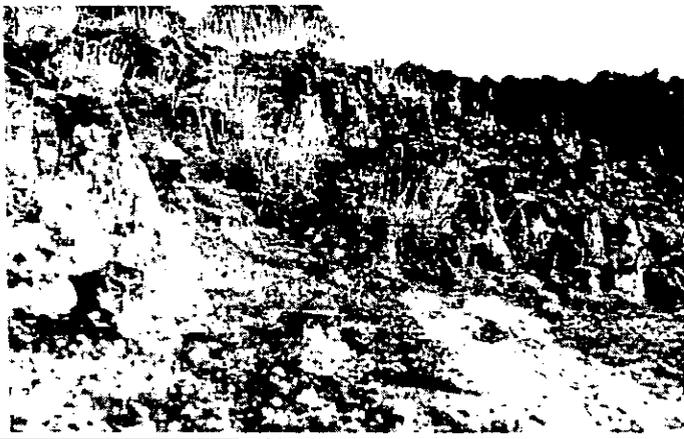


Foto 34. Relictos de erosión pluvial, sobre el piedemonte del cono principal. Margen izquierdo de los escurrimientos temporales.



Foto 35. Relictos de erosión pluvial, sobre el las crestas de los derrames. Margen derecho de los escurrimientos temporales.

La zona es la de relictos de menor promedio en tamaño con una altura de 18.6 cm. sin embargo, en el contacto con las crestas de lava se encontró el relikto de mayor altura, con 75 cm de largo en su lado no protegido y 58 cm del lado protegido y un diámetro promedio de roca de 40 x 70 cm. Lo anterior es debido a que son las zonas de derrames cubiertas con piroclastos las que aportan un mayor número de materiales protectores hacia los pináculos. No así la base inferior de la ladera del volcán, donde las escorias son relativamente más pequeñas que aquellos fragmentos que tiene la lava AA y en bloques de los flujos aledaños.

Hasta la fecha, esta ladera es la menos afectada por senderos antrópicos, sin embargo, se ve alterada en su parte superior por terracillas de deslizamientos muy lentos que se reflejan en deslizamiento de materiales en las paredes del cráter.

8.4.4 Ladera externa WNW con corredores de lapilli y escoria parcialmente estables por la presencia de herbáceas y musgos



Figura 52. Ladera WNW.

Esta ladera presenta condiciones muy semejantes a la ladera ESE, pero con un mayor cubrimiento herbáceo. La precipitación es menor, donde el promedio fue de 15.6 mm en la medición hecha del 6 de junio al 25 de julio de 1995 y 1996, sin embargo es tal vez, el efecto de orientación de laderas lo que permite una mayor humedad aprovechable para las plantas (Fotos 36 y Figura 52).

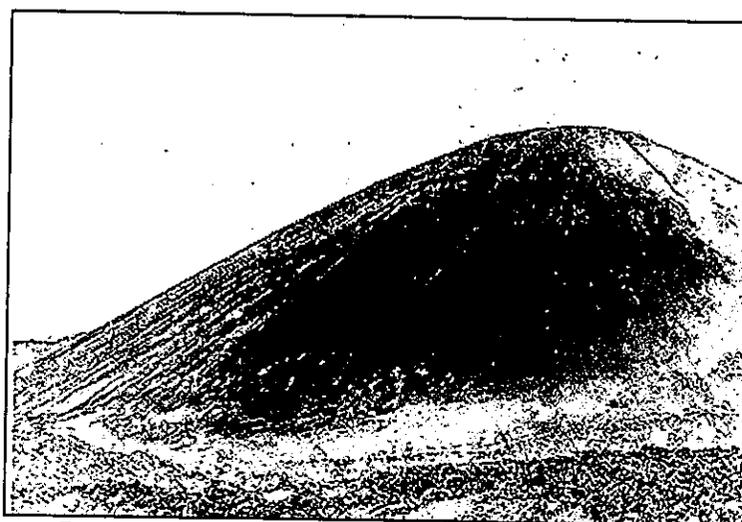


Foto 36. Corredores de lapilli y cubrimiento de la vegetación.

La tabla 15 muestra una gran semejanza de la granulometría con la ladera opuesta, pues existe casi un poco más del 50% de materiales consistentes en arenas gruesas a finas y en combinación con detritos más gruesos facilita también la formación de corredores de lapilli, pero más estables por la vida vegetal.

Tabla 15. Valores promedio de la ladera WNW

	<-2	-2 (4mm)	-1 (2mm)	0 (1mm)	1 (0.5 mm)	2 (0.25mm)	3 (125 mm)	4 (0.0625)	<4	TOTAL
PESO INDIVIDUAL EN GRAMOS	10.00	10.44	5.48	5.64	21.43	4.94	3.65	2.26	0.98	64.83
% INDIVIDUAL	15.43	16.10	8.45	8.70	33.06	7.61	5.63	3.49	1.52	100.00
PESO ACUMULATIVO	10.00	20.44	25.92	31.56	53.00	57.93	61.58	63.84	64.83	
% ACUMULATIVO	15.43	31.53	39.98	48.69	81.75	89.36	95.00	98.48	100.00	

Esta ladera posee el máximo valor de capacidad de retención de agua, en promedio 7.6% del volumen total que le llega. Al igual que su contraparte (ladera ESE), la porción superior se ve afectada por asentamientos o terracillas gravitacionales.

Es la ladera más afectada por el hombre, donde se encuentra un corredor de escombros (Foto 37) y cuya evolución para los primeros 10 m de la cima hacia abajo ha sido de 0.5 m a 1 m de ancho por 0.3 a 0.5 m de alto en 1991 y 4 y 5 m de ancho por 1.30 - 2 m de profundidad en 1996.



Foto 37. Corredor de escombros formado por el descenso de turistas.

En la base de esta ladera se ubica el tercer campo importante de pináculos de erosión pluvial, concentrados más hacia la porción norte, rumbo a la ladera W del Sapichu. Aquí, el promedio de altura de los mismos es de 21.8 cm.

8.4.5 Análisis comparativo de granulometría, máxima capacidad de retención de agua y precipitación entre laderas, a través del análisis de varianza.

Finalmente, para establecer las diferencias entre las laderas de una manera cuantitativa, se presenta a continuación el resumen de análisis de varianza (ANOVA) para granulometría (Tabla 16). máxima capacidad de retención de agua y lluvia, empleándose un nivel de confianza de 0.05. Esta diferencia significativa o razón F significativa se refiere a una diferencia global entre los grupos de laderas que se están estudiando. Cuando se encuentra que una razón F es significativa para las diferencias entre tres o más medias de las laderas, es importante determinar exactamente dónde están las diferencias significativas entre ellas. Se empleó el método de DSH de Turkey -Diferencia Significativa Honesta (honestly significant difference, HSD)- una de las más útiles pruebas de comparación múltiple (Levin, J., 1979).

Tabla 16. Análisis de ANOVA y de Diferencia Significativa Honesta de Turkey para granulometría por laderas.

Tamaño de partícula	Fuente de variación	Variación o suma de cuadrados	d.f.	Varianza	Razón F	Significativa	Promedio de Turkey	Grupos homogéneos de las laderas					
<2 φ	Entre los grupos	469268.82	3	156422.94	25.329	Si	69.07	NE	X				
	Dentro de los grupos	49405.62	8	6175.70			176.38333	ESE	X				
	Total	518674.44	11				488.80	SW		X			
							530.70	WNW			X		
-2 φ	Entre los grupos	30257.408	3	10085.803	1.240	No	7	WNW	X				
	Dentro de los grupos	65090.496	8	8136.312			31.45	SW	X				
	Total	95347.904	11				69.98667	NE	X				
							139.87	ESE	X				
-1 φ	Entre los grupos	4975.5112	11	1658.5037	8.677	Si	4.56667	WNW	X				
	Dentro de los grupos	1529.1175	8	191.1397			5.35	SW	X				
	Total	6504.6287	11				32.288889	NE	X		X		
							53.4	ESE			X		
0 φ	Entre los grupos	4984.9329	3	1661.6443	1.754	No	7.633333	WNW	X				
	Dentro de los grupos	7579.7882	8	947.4735			10	SW	X				
	Total	12564.721	11				27.955	NE	X				
							58.62667	ESE	X				
1 φ	Entre los grupos	109963.06	3	36654.354	.716	No	33.43333	WNW	X				
	Dentro de los grupos	409380.15	8				43.65000	SW	X				
	Total	519343.22	11	51172.519			56.57000	NE	X				
							264.81000	ESE	X				
2 φ	Entre los grupos	602.9942	3	200.99808	.390	No	7.26667	WNW	X				
	Dentro de los grupos	4121.8841	8	515.23552			8.650000	SW	X				
	Total	4724.8784	11				14.791111	NE	X				
							25.243333	ESE	X				
3 φ	Entre los grupos	1006.2200	3	335.40667	.551	No	5.900000	WNW	X				
	Dentro de los grupos	4873.3007	8	609.16258			6.600000	SW	X				
	Total	5879.5207	11				11.216667	NE	X				
							28.520000	ESE	X				
4 φ	Entre los grupos	941.5575	3	313.85250	.791	No	2.600000	WNW	X				
	Dentro de los grupos	3173.9342	8	396.74178			2.700000	SW	X				
	Total	4115.4917	11				4.532222	NE	X				
							23.656667	ESE	X				
>4 φ	Entre los grupos	257.64870	3	85.88290	.822	No	1.400000	WNW	X				
	Dentro de los grupos	836.21160	8	104.52645			1.500000	SW	X				
	Total	1093.8603	11				2.030000	NE	X				
							12.330000	ESE	X				

Como se observa, sólo en los tamaños de $<-2 \phi$ y -1ϕ el valor de la razón F es significativo por lo que se acepta la hipótesis de investigación. Se concluye que las laderas externas, realmente difieren respecto a su granulometría para el rango de $<-2 \phi$ y -1ϕ . Para el resto de los ϕ 's no lo es, por lo que para la mayoría de éstos, la hipótesis nula es verdadera, es decir, las clases de granulometría no difieren por ladera y pertenecen a una misma población.

Al construir una tabla (17) de diferencias entre medias obtenidas para los datos de las laderas, en orden de menor a mayor, para el caso de la granulometría de $<-2 \phi$ ésta es de 69.07, 176.38, 488.80 y 530.70. Estos valores medios se colocan en forma de tabla, de manera que las diferencias entre cada par de medias se muestran dentro de la tabla. Así, la diferencia entre la media de las partículas $<-2 \phi$ de la ladera WNW y la NE es de 461.63; la diferencia entre la media de la ladera WNW y la ESE es de 354.32; la diferencia entre la ladera WNW y la SW es 41.9; la diferencia entre la ladera SW y la NE es de 419.73, etc.

Tabla 17. Diferencia de medias para la granulometría de $<-2 \phi$

	Ladera NE = 69.07	Ladera ESE = 176.38	Ladera SW = 488.80	Ladera WNW = 530.70
Ladera NE		107.31	419.73	461.63
Ladera ESE			312.42	354.32
Ladera SW				41.9
Ladera WNW				

Apoyados en la tabla de E.S. Pearson y H.O. Hartley (en Biometrika Tables for Statisticians, Vol 1, 3a ed. Cambridge Press, N.Y. 1966), para encontrar $q\alpha$ ⁴⁰ empleando un nivel de confianza de 0.05, 8 grados de libertad previamente calculados y un número de medias de 4 se obtienen un valor de $q\alpha = 4.53$ que al aplicarlo a la fórmula de la diferencia significativa honesta (DSH) se obtiene un valor de 205.5325.

Al comparar la DSH (de 205.5325) con la tabla de las diferencias entre medias (para que se le considere estadísticamente significativa, cualquier diferencia que se obtenga por ladera debe ser igual o mayor que la DSH), vemos que ϕ $<-2 \phi$ es de 461.63 entre la ladera WNW y la NE, de 354.32 entre la WNW y ESE, de 419.73 de las laderas SW y NE y de 312.43 entre la SW y ESE, valores que son mayores que la de DSH = 205.5325. Se concluye que estas diferencias entre las medias son estadísticamente significativas al nivel de confianza de 0.05. Sólo la diferencia de 107.31 de la ladera ESE con la NE y el valor de 41.9 entre la ladera WNW y la SW, no es igual ni mayor que la DSH y por lo tanto, no es estadísticamente significativa. En otras palabras, para el rango de granulometría de $<-2 \phi$ se forman dos

⁴⁰ Donde $q\alpha$ es un valor encontrado en la tabla de E. S. Pearson y H. O. Hartley a un nivel de confianza dado, para el número máximo de medias que se estén comparando.

pares de laderas que presentan una semejanza en este rango de granulometría, la ESE y NE por un lado y por el otro la WNW y la SW. Para el resto de las posibles combinaciones sí es posible explicar una diferencia marcada. La granulometría de -1ϕ de diferencias entre medias se muestra en la tabla 18:

Tabla 18. Diferencia de medias para la granulometría de -1ϕ

	Ladera WNW = 4.566667	Ladera SW = 5.35	Ladera NE = 32.288889	Ladera ESE = 53.4
Ladera WNW		0.783333	27.722222	48.833333
Ladera SW			26.938889	48.05
Ladera NE				21.111111
Ladera ESE				

y su DSH = 36.15871803 que al ser comparada con la tabla de diferencia de medias, vemos que las únicas laderas con diferencia significativa por un valor igual o mayor a la DSH son entre las laderas ESE y la WNW y entre la ESE y la SW. Para el resto de las posibles combinaciones resultan homogéneas. Se forman así, grupos más homogéneos, en las laderas WNW, SW y NE y en la ESE y NE, esta última es la que comparte una similitud común a ambos grupos.

En el caso de la capacidad de retención de agua (tabla 13), la razón F obtenida de 13.81 es mayor a la esperada de 6.59 por lo que resulta significativa. Al aplicar la prueba de Turkey a las laderas resultan dos grupos más o menos homogéneos, correspondientes a las laderas NE y SW, las cuales se diferencian de las WNW, ESE y SW, que presentan características diferentes de retención de agua, donde la ladera SW es la más próxima o intermedia a ambas.

Tabla 19. Diferencia de medias para capacidad de campo

Fuente de variación	Variación o suma de cuadrados	d.f.	Varianza	Razón F	Significativa	Promedio de Turkey	Grupos homogéneos de las laderas						
Capacidad de campo	Entre los grupos	3.2057	3	1.0685667	13.810	Sí	.450	NE	X				
	Dentro de los grupos	.3095	4	0.773750			1.285	SW	X	X			
	Total	3.5152					1.60	ESE		X			
							2.205	WNW		X			

El análisis de ANOVA para el promedio general de precipitación (Tabla 20) resulta homogéneo para todas las laderas, sin embargo, se recomienda el análisis particular por lapsos de 24 hr o de 5 días (como se registró en campo) para corroborar o refutar las diferencias aparentes en campo.

Tabla 20. Diferencia de medias para precipitación

Fuente de variación	Variación o suma de cuadrados	d.f.	Varianza	Razón F	Significativa	Promedio de Turkey	Grupos homogéneos de las laderas						
Precipitación	Entre los grupos	193.89805	3	64.632685	1.916	No	15.608190	SW	X				
	Dentro de los grupos	202.40215	6	33.733692			15.617231	WNW	X				
	Total	396.30020	9				16.510345	WSE	X				
							25.572100	NW	X				

El análisis de ANOVA permitió observar y corroborar diferencias de granulometría y capacidad de retención de agua por ladera, no así para el promedio global de precipitaciones, donde la diferencia aparente entre ellas fue debido al muestreo, más que a diferencias reales. Para el caso de la precipitación local y en eventos especiales como huracanes o nortes, se marca más una diferencia, no en el total de lluvias, sino en periodos parciales. También se debe considerar que los factores analizados anteriormente en forma aislada y su combinación entre ellos, y con otros no considerados (orientación de ladera, cobertura vegetal, pendiente, etc.) propician las diferencias visibles en campo, por lo que se recomienda un muestreo y análisis multivariado de correlación.

8.5 Laderas internas

Estas laderas recibieron globalmente entre un 5% a un 10% de lluvia durante los periodos registrados del 6 de junio al 25 de julio de 1995 y 1996. Los máximos registrados en menos de 24 horas (a causa de eventos meteorológicos especiales como lo fue la entrada a la República Mexicana de dos ciclones) fueron de 85 mm, y mínimos de menos de 2 mm. Esto le confiere al interior del cráter condiciones fluctuantes, donde el hidrotermalismo, la caída libre en pendientes fuertes y cubrimiento vegetal en zonas de pendiente suave, reflejan contrastes marcados.

La ladera del cráter también se dividió en cuatro, tomando al centro como origen. La parte oeste y sur de las laderas internas SW y WNW respectivamente (Figura 53), se ven afectadas por fumarolas, agentes del hidrotermalismo, notable en las grietas.

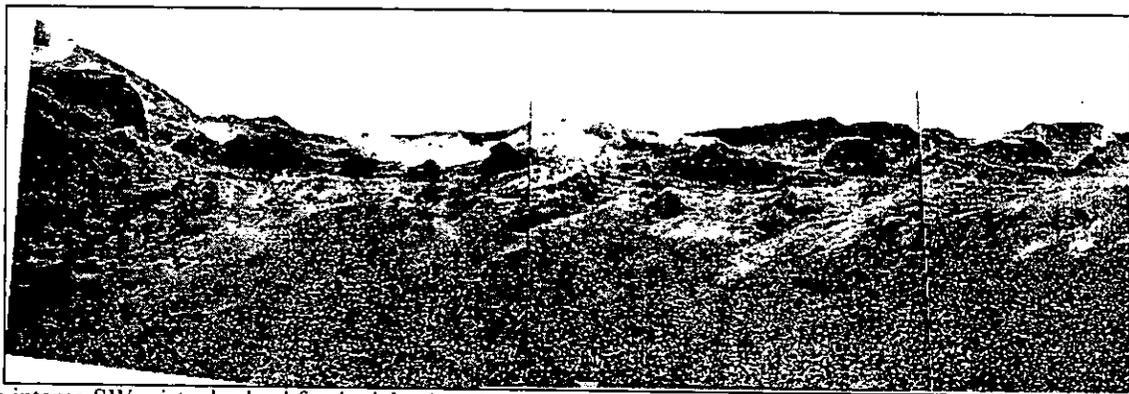


Foto 38. Ladera interna SW, vista desde el fondo del cráter. La parte superior presenta una gran cantidad de fumarolas, mientras que las laderas intermedias se ven afectadas por deslizamientos que forman corredores de lapilli y escoria.

Las partes medias y bajas de esta porción del cráter presentan corredores de escombros, pero no de caída libre como los existentes en la ladera opuesta hacia la porción meridional de la ladera SW, donde el hidrotermalismo y una mayor pendiente han determinado caídas gravitacionales de manera importante. El cubrimiento vegetal en esta ladera es prácticamente nulo, debido a la inestabilidad de los materiales y a su burda granulometría.



Foto 39. Vista del labio del cráter de NW a SE. Al fondo, la ladera interna SW. Sus fuertes pendientes y el lapilli y escoria que la forman, facilitan la presencia de corredores de escombros y la inestabilidad de la ladera en época de lluvias.



Foto 40. Vista de S a N de la ladera interna SW en su extremo sur. El intenso hidrotermalismo, acompañado de una fuerte pendiente y la casi ausencia de cubrimiento vegetal han originado corredores de escombros y procesos gravitacionales de caída libre. En la parte baja se observa el fondo S del cráter cubierto de rocas y escoria desprendida de las paredes adyacentes, así como la cresta que lo separa de su contraparte N.

Las laderas WNW y NE presentan cambios bruscos de pendiente que han facilitado la formación de pequeñas cárcavas, así como grietas de tensión que propician deslizamientos en las laderas que forman un talud y abanicos de escoria en el fondo norte del cono (Foto 44).

Esta ladera, al igual que las dos anteriores, presenta escasa vegetación que ha impedido la fijación de los materiales. Probablemente estos deslizamientos son los causantes de la deformación en la parte alta de las laderas externas, en forma de terracetes, puesto que eliminan el soporte de las paredes del borde del cráter.



Foto 41. Vista de la ladera interna WNW y Norte. Se aprecia la estructura escoriácea de las laderas y su afectación por cárcavas y deslizamientos.

Finalmente, la ladera interna más estable a causa de un ángulo de inclinación menor, cubierta por musgos, plantas herbáceas y un poco más de 20 pinos (la primavera de 1997 fueron talados, con la errónea idea de preservar las condiciones más “naturales y originales” para el turista) es la ladera interna ESE (Figura 42).



Foto 42. Vista de norte a sur. En el primer plano la ladera interna WNW cubierta de musgos, plantas herbáceas y pinos de más 3 m de alto.

Pese a su mayor estabilidad se ve afectada por procesos lentos de deslizamiento. también presente en las laderas externas. Surgen a partir de grandes grietas de tensión que van bordeando la ladera y que evidencian desplazamientos lentos. La ladera se ve afectada por senderos empleados por los visitantes hacia el fondo del cráter.

9. Conclusiones:

Con base en las diversas investigaciones efectuadas, tanto documentales como de campo, y estableciendo las respectivas correlaciones espaciales, se pudieron obtener diversas conclusiones. Estas consideraciones espaciales y temporales concernientes a las diferentes etapas y elementos de evolución del volcán Parícutin, como son el cono, los derrames y los llanos y de su entorno, constituido básicamente por el clima, la hidrología, los suelos, la flora y fauna, así como los aspectos humanos, permitieron obtener un panorama integral detallado y actual de los distintos acontecimientos físicos y humanos en la región. Así, en los distintos apartados del marco geográfico, se compilan y actualizan conocimientos de clima, suelos, hidrografía, aspectos humanos, flora y fauna, que por diversas causas fueron abandonados parcial o definitivamente y que, por su importancia en la evolución de paisajes volcánicos recientes, no deben descuidarse.

Los elementos del marco geográfico de la zona en estudio se combinaron por medio de los sistemas de información geográfica, procesando diversos materiales cartográficos y temáticos a gran detalle, expresados en mapas a escala 1:10 000, fotografías aéreas e imágenes de satélite; lo que permitió obtener la representación con modelos digitales de elevación, modelos tridimensionales y modelos en sombra de la secuencia y evolución en los cambios de la superficie terrestre correspondiente al área en estudio. Es importante destacar que este procedimiento se emplea por primera vez en los estudios del volcán Parícutin.

Para el estudio de la erosión pluvial de la zona en estudio y de su variación local se requirieron datos climáticos específicos, en particular de lluvia. Sin embargo, aún en la actualidad, las estaciones meteorológicas más próximas al volcán se encuentran a más de 20 km de distancia, lo cual no permite caracterizar los microclimas de la zona en estudio. Por lo tanto, uno de los aportes del marco geográfico, fue el de hacer referencia a datos climáticos colectados por Arias Portillo, Ray Wilcox, Carl Fries y Kenneth Segestrom en el lapso de 1946-1949 y el de 1950 correspondientes a las dos estaciones termopluviométricas localizadas a 5 y 1.5 km del volcán; el otro aporte fue con base en los datos de lluvia obtenidos sobre las laderas del cono en 1995 y 1996. Con los datos de temperatura y lluvia obtenidos se determinó un clima local de tipo C(m)(w''')a(i'')g. Esto facilitó la cuantificación, el análisis y la comprensión de los procesos de erosión pluvial en las laderas del volcán. Al respecto, los pluviómetros

ubicados en las laderas externas e internas del volcán facilitaron la detección de áreas con mayor o menor lluvia durante la época de verano, periodo en el cual se precipita entre un 85 y 90% del total anual de lluvia.

Uno de los objetivos del trabajo de campo en las laderas del cono volcánico fue la obtención de muestras de materiales y el registro de cantidad de lluvia. Con el análisis granulométrico y la cartografía respectiva de la distribución del material y de la lluvia se pudieron determinar las variaciones espaciales de ambos y, con ello, la infiltración de la precipitación con respecto a la orientación que tienen las laderas del cono volcánico. Se estableció cualitativamente, que la ladera externa NE, presenta el mayor grado de precipitación; esto se debe a que los vientos dominantes del este, durante el verano son encausados al estrecharse el relieve en el lugar de contacto entre el cono principal y el Sapicho, lo cual facilita el ascenso del aire húmedo y su condensación para formar nubes y precipitación. Asimismo, se considera que en lapsos cortos entre uno y cinco días si existen diferencias cualitativas entre las laderas. Sin embargo, a través del análisis de varianza efectuado se demostró cuantitativamente que las cuatro laderas externas del cono presentaban un promedio general de precipitación homogéneo. Por lo tanto para trabajos futuros será pertinente hacer una colecta más extensiva y un análisis de datos para éstos lapsos a fin de refutar o corroborar las diferencias de precipitación aparentes entre las laderas.

El cono del volcán Parícutin, presenta valores altos de infiltración, como un efecto de la abundancia de materiales gruesos. Sin embargo, a través del análisis de varianza se observa la conformación de dos grupos homogéneos en sus características de capacidad de campo e infiltración. Se detectó al respecto que la ladera NE y por el otro las WNW y ESE forman grupos homogéneos, en tanto que la ladera SW comparte similitudes a ambos grupos.

De manera similar se observó que granulométricamente en las laderas del cono, sólo las bombas y los bloques (clase de $<-2 \phi$) y el lapilli (clase de -1ϕ) realmente difieren, mientras que para el resto de los tamaños de materiales su distribución es homogénea en todas las laderas del cono. Para la clase de $<-2 \phi$ las laderas ESE y NE, por un lado y la WNW y SW por el otro, forman dos grupos con cierta homogeneidad, por lo cual no son estadísticamente confiables para explicar una diferencia de granulometría. En cambio las restantes combinaciones de laderas: WNW con NE; WNW con ESE; SW con NE y SW con ESE presentan estadísticamente diferencias notables que sí son atribuibles a una heterogeneidad de los materiales. En lo concerniente a la clase de -1ϕ , presenta también dos grupos: la

laderas WSW combinada con las del SW y NE por una parte, y por la otra las laderas NE con ESE: de los dos grupos, la ladera NE es la que comparte características comunes a ambos conjuntos. Así, sólo las combinaciones de laderas ESE con WNW y ESE con SW presentan diferencias significativas.

De lo anterior se infiere que en las laderas del cono, la combinación de bombas, bloques y lapilli y sus respectivos ángulos de reposo son una de las causas principales para el establecimiento de herbáceas, musgos y líquenes y por consiguiente de la estabilidad o inestabilidad de las laderas. Se considera que las zonas de mezcla de materiales gruesos o con cierto soldamiento (y que poseen un mayor ángulo de reposo) con el lapilli son los puntos de anclaje para la vegetación, la cual, a su vez propicia la estabilización de los materiales alledaños, que por su distribución y conformación granulométrica más homogénea no pueden inicialmente sostener la vida vegetal.

En lo inherente a los suelos, las colectas de materiales en los llanos permitió obtener grados de infiltración del agua, lo cual facilitó el establecimiento de diferencias entre dos llanos externos y dos internos al derrame. Se concluyó que, en los llanos externos se infiltra una menor cantidad de agua debido a que ahí se han estado recibiendo aportes de materiales menos impermeables, como son los suelos preeruptivos; éstos son arrastrados por corrientes temporales durante las épocas de lluvias, por lo tanto al combinarse y mezclarse con los materiales eruptivos de los llanos el resultado es una mayor retención del agua. En contraste, en los llanos encerrados por los derrames volcánicos existen materiales menos mezclados y una textura más burda, por lo tanto tienen una mayor infiltración, lo cual obliga al campesino a excavar hasta el suelo original y plantar o dejar que la vegetación natural los cubra.

Se infiere que los llanos externos presentarán, a largo plazo, las mejores condiciones para la agricultura, por facilitar nutrientes y humedad a las plantas así como tener una alta capacidad de recuperar su estructura en época de lluvias y secas, a pesar de un uso intensivo con maquinaria pesada. Sin embargo, a corto y a mediano plazo los suelos tienen muchas limitaciones o riesgos para la producción de cultivos, lo cual implica prácticas intensivas de conservación y requerimiento de fuertes inversiones para fertilizar con nitrógeno, fósforos y calcio. Estos procesamientos son totalmente incosteables para el campesino promedio.

Los cerros alledaños, cubiertos por ceniza, presentarán a futuro las condiciones adecuadas para albergar especies con gran potencial forestal, debido a las características del suelo para que penetren las

raíces y a una gran disponibilidad de humedad y nutrientes, aunado con la capacitación técnico-forestal de las comunidades.

Por otra parte, y con base en el trazo de cauces y su clasificación por número de orden efectuado en mapas de los años de 1934 y 1946 y complementados con los trabajos actuales en campo, se infirieron las posibles tendencias de los escurrimientos bajo la superficie, así como la interpretación de la formación de patrones de drenaje integrados en la porción occidental. Esto se comparó con los patrones de drenaje aislados correspondientes a los campos de ceniza externos, ubicados en la porción oriental del derrame. La observación y el análisis del mapa hidrográfico con los cauces clasificados y correlacionados con los declives permitio explicar la formación de zonas de hundimiento en los llanos externos, al oriente del derrame, y conocer los patrones de cauces preeruptivos, los cuales siguieron los flujos de lava al encausarse en ellos. Esto tuvo una trascendencia determinante para que los flujos lávicos destruyeran a los poblados de Paricutin y de San Juan Parangaricutiro. Al respecto, se puede decir que la morfología de los cauces tiene un papel muy importante en los estudios de riesgos naturales y debe tenerse en cuenta en las investigaciones referentes a prevención de desastres naturales, tanto por flujos de lava como por crecidas fluviales que sedimenten las planicies aguas abajo.

Se considera que algunas de las aportaciones originales e interesantes son las que se refieren a la biogeografía, ya que los materiales volcánicos emitidos, completamente inertes durante la erupción comenzaron a ser repoblados por diversas especies. La recolección y determinación de ejemplares de vegetación y fauna permitieron detectar géneros no reportados anteriormente, como *Opuntia* y *Agave*. Se señala la importancia del musgo *Campilopus flexosus*, como uno de los principales promotores de la estabilidad de las laderas. En fauna se detectó la presencia de lagartijas de collar (*Squeloporus torcuatos*), panales de abejas y saltamontes en las laderas del cono y de ranas sobre las coladas.

Es necesario remarcar la importancia que requiere el seguimiento de la colonización de la flora y la fauna dentro del cono y derrames, a fin de establecer cómo se altera la estabilidad de las laderas. La presencia de tales organismos es resultado de la formación de suelos incipientes en proceso de andosolización debido a factores físicos, químicos y biológicos que se están dando en el cono y sus derrames, dando como resultado la formación y acumulación de materia orgánica y humedad en las oquedades. A este proceso que ha evolucionado desde cero, a partir de la erupción, se le ha estudiado poco para conocerlo y entenderlo; además, por la presencia y acción del hombre, el medio ambiente se ha alterado. Se puede concluir que el cambio más notable se tiene a partir de la destrucción de algunos

lugares de los pedregales, en particular por la apertura de senderos y el anhelo de volver a utilizar las tierras de cultivo. complementado por el inadecuado control turístico, de tal forma que las evidencias de repoblamiento de fauna y flora se van ocultando.

Se hace la aclaración de que los anteriores temas no son explotados en su totalidad, pues no son el objetivo principal de la investigación, sin embargo, sí tratan de dar pauta a posteriores estudios.

Un aspecto importante que requiere estudios de mayor detalle es la observación y cuantificación de la afectación del tamaño de los relictos de erosión pluvial, por el crecimiento de musgo en el pilar de ceniza, ya que, cualitativamente, muchos de ellos presentaban diferencias en tamaño. Así, un mismo pilar de erosión pluvial variaba en su espesor de ceniza por la protección que le da la roca ante la lluvia, el abrigo que se brinda a sí mismo de la escorrentía difusa y por la presencia de la vegetación. Encontrándose por ejemplo, en dos muestras espesores de 1 y 8 cm de ceniza del lado protegido y de 3 y 25 cm del lado no protegido.

Otros de los temas que se han dejado abiertos para estudios más específicos son los referentes a la erosión eólica 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, permitirá 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.

La compilación de trabajos nacionales y extranjeros relacionados con la geomorfología volcánica permitió detectar que todos los autores se apoyan en el análisis del relieve y en los procesos del mismo. Al respecto se presentó y comparó el cálculo y la representación de los volúmenes emitidos a fin de establecer la base para explicar la distribución de los materiales volcánicos en la zona. Aunado lo anterior, con el conocimiento de varios criterios referentes a las pendientes y a los ángulos de reposo de los materiales se interpretaron los procesos geomorfológicos de las laderas, facilitando la elaboración del mapa geomorfológico del edificio volcánico, mediante el cual se señalaron los rasgos más sobresalientes. Los anteriores temas se resumen y concluyen a continuación:

1.- Una de las aportaciones más importantes y originales fue el método seguido para calcular el volumen total de los materiales emitidos durante la erupción y que está aplicado a tres criterios: Edificio

volcánico con un diámetro de base regular (de 890 m, medido el 27 de junio de 1946), con un diámetro de base irregular y el empleo de una figura geométrica. Los dos primeros incluyeron tres variantes: desniveles locales del área, plano de cota mínima y cota máxima. El tercer criterio consideró como variante los planos de cota promedio (327 m) y máxima (354 m) reportados por Fries (1953) para el cono.

Los anteriores criterios y variantes estuvieron en función de los datos calculados en los modelos digitales que se elaboraron con la altimetría de los años 1934 y 1946 y por los parámetros listados por Fries (1953), los cuales no coincidieron en posición y valor altimétrico al sobreponerse en los modelos. Lo anterior fue debido a que éstos últimos son modelos matemáticos de la realidad, sujetos al error que conllevan el más mínimo desplazamiento digital de las coordenadas de los mapas a comparar, así como el procedimiento elegido para la interpolación. Sin embargo, a pesar de que la máxima diferencia altimétrica encontrada por los sistemas de información geográfica fue mucho menor (300 m en relación con los 327 m o 354 m reportados para esta fecha), se obtuvieron volúmenes mucho mayores a los reportados para este período.

A la par y con la finalidad de poder comparar el método de sobreposición de un sistema de información geográfica, se aplicaron métodos de geometría y cálculo dentro de los criterios y variantes más fáciles de calcular. Con ellos se estimaron volúmenes muy similares y fueron los más bajos encontrados dentro de los criterios y variantes. Lo anterior fue debido a que se consideró al cono como una figura geométrica perfecta, cuando en realidad no sucede eso. El método de integrales resultó más preciso, sólo si se consideran todos los desniveles locales, lo que lo hace un proceso lento. Esto puede mejorarse si se le implementa a través de un sistema de información geográfica, ya que permitiría el cálculo rápido y el considerar todos los desniveles locales.

Por su parte el método empleado de sobreposición de mapas a través del sistema de información geográfica, permitió una precisión alta y relativa rapidez, al emplear (independientemente de la geoforma), la figura geométrica del cubo y todos los desniveles locales para el cálculo. Sin embargo, su exactitud dependió del error de captura de los datos, la calidad de la fuente de datos y del método de interpolación. Cabe indicar que, por el avance tecnológico y el empleo de cartografía digital a detalle, se considera que el volumen determinado es más preciso que los precedentes, lo cual constituye un aporte importante al estudio del edificio volcánico y a su área circundante.

De los tres criterios utilizados, el más próximo a los 141 millones de metros cúbicos. estimado para 1946 (Fries, 1953), fue el que consideró todos los desniveles locales encerrados dentro del área definida por el diámetro de la base regular de 890 m. resultando un valor de **149,958, 950 m³**. Sin embargo se considera que el volumen más cercano a la realidad es el de **184,105, 300 m³**. por basarse en desniveles locales y seguir el contorno del cono de manera irregular. Si se considera como exacto (100%), el volumen calculado por el método de sobreposición de un sistema de información geográfica. resulta que los cálculos anteriores tienen un error por déficit de aproximadamente una cuarta parte menos. es decir su volumen con respecto al encontrado en este trabajo es de 76.6% para ese período.

Finalmente, empleando el método de sobreposición de mapas a través de los sistemas de información geográfica y. con la salvedad de que se empleó cartografía a distintas escalas (1: 10 000 para 1934 y 1: 50 000 para 1977) y detalles (con curvas de nivel a cada 5 m para 1934 y curvas a cada 10 m para la cartografía de 1977), se obtuvo el volumen total actual del cono, correspondiente a **196,243, 900 m³**.

Con base en los cálculos anteriores, complementados con mapas y tablas que muestran la distribución de los volúmenes de materiales emitidos, se pudieron caracterizar las geoformas por desniveles locales y sus respectivos volúmenes. A este respecto, se señala que los mapas digitales de desniveles locales y volúmenes permiten describir y cuantificar la movilidad de los materiales de manera más rápida y sencilla en comparación a los procedimientos cartográficos tradicionales.

El método propuesto de sobreposición de mapas en forma automatizada es útil siempre y cuando se cuente con cartografía anterior y posterior al proceso y permite calcular y establecer la distribución espacial de los materiales de una erupción volcánica por medio de cartografía. La aplicación de dicho método. no es exclusiva a ambientes y procesos volcánicos, sino que es fácilmente adaptable a otras necesidades, como el cálculo de azolvamientos de presas o para la extracción y cuantificación de volúmenes de materiales extraídos en canteras y minas, etc.

Se sugiere que transcurrido un mayor número de años, se aplique el método en cartografía más reciente y exacta a fin de comparar y establecer las áreas en donde ha habido un mayor movimiento de los materiales. empleándose para ello los ajustes requeridos de georreferencia y calibración de datos. Con lo anterior se podrán comparar los cambios en el paisaje y sintetizar cualitativamente y cuantitativamente los procesos de erosión con sus respectivos tiempos y velocidades. Sin embargo, se considera como un

enunciado de predicción que para cálculos futuros en el área de estudio, los volúmenes de materiales tenderán a disminuir, debido a la transportación de los elementos más finos, como arenas y cenizas. Lo anterior producirá, por ejemplo, que los derrames de la porción sur sean deslavados y se muestren con sus verdaderas dimensiones y morfologías, presentando condiciones muy similares a las de su contraparte norte.

2.- Otra de las aportaciones fue el mapa de pendientes, en el cual se combinaron y sintetizaron distintos criterios de ángulos de reposo de materiales. Así, el mapa de pendientes combina ángulos de reposo con pendientes generales permitiendo visualizar no sólo los procesos, sino también los posibles tipos de materiales sobre los que se producen. Con éste mapa y el trabajo de campo en las laderas del cono se observaron franjas de materiales que aunque deberían de poseer un determinado ángulo de reposo, éstos variaban grandemente, porque en la realidad dichos materiales se combinan o se encuentran soldados entre sí y no en forma libre como suponen las tablas de ángulos de reposo calculadas para materiales sueltos.

El aporte del mapa de pendientes del cono volcánico fue el de contribuir a entender la distribución de los materiales en las laderas del cono y su correlación en la formación de manchones de vegetación y estabilidad de laderas. Se concluyó que los ángulos de reposo en conos (estimados generalmente en 33°) no son homogéneos, presentándose valores altos por soldamiento y combinación de materiales en las laderas.

3.- De lo anterior y como principal resultado fue el mapa geomorfológico del volcán Parícutin a gran detalle (escala 1:10 000), en el que se determinan las diferencias de las laderas de manera cualitativa y cuantitativa, de lo cual se puede señalar lo siguiente:

-En campo se observan diferencias entre las laderas, según su orientación, desde la cobertura vegetal que la protege, hasta el grado de afectación por erosión antrópica y la formación de relictos de erosión pluvial. Sin embargo estas diferencias no dependen únicamente de dos o de tres variables (granulometría, infiltración, precipitación, etc.) manejadas en forma aislada, sino de la combinación de estas y otras que no fueron consideradas, por lo que es necesario un mayor número de muestras, variables y parámetros a considerar, para la realización de un análisis multivariado y de regresión, a fin de pronosticar sus tendencias presentes y futuras.

-Son las laderas externas SW, ESE y WNW, las que presentan en su base relictos de erosión pluvial, producto de la combinación de factores de disposición de ceniza en materiales gruesos, exposición a la erosión laminar y cubrimiento vegetal. Lo anterior permite que la precipitación se infiltre rápidamente y no exista escurrimiento superficial que destruya el pilar. Por su parte la ladera NE, pese a tener la mayor cantidad registrada de precipitación, no hay presencia importante de pináculos, debido a la menor cantidad de materiales finos.

-Aunque la distribución de los materiales a lo largo de todo el cono en general es homogénea, el trabajo de campo y el análisis de varianza (ANOVA) permiten explicar algunas de las variaciones en los procesos detectados sobre el cono, como, el hecho de que la ladera SW, pese a tener 3 senderos antrópicos visibles, aún no se han erosionado tanto como lo es el caso de la ladera WNW, donde los materiales son menos burdos, lo que ha facilitado el ensanchamiento y la profundización del sendero antrópico en forma de zanja en su parte superior y en terraplén de acumulación en su extremo final.

-Las laderas internas a diferencia de sus contrapartes externas, presentan fuertes procesos de hidrotermalismo, que afectan la estabilidad de los materiales, encontrándose en la actualidad el fondo del cráter sometida a fuertes procesos de rellenamiento por caída libre. Algunas de las laderas, parcialmente estables por vegetación, se han visto afectadas por el hombre al talar los escasos pinos que habían logrado establecerse.

Finalmente el aporte global de la tesis consistió en dar a conocer a detalle procesos geomorfológicos de microrrelieve, poco tratados dentro del volcán monogenético más estudiado en este siglo y así contribuir al entendimiento de la evolución de paisajes volcánicos recientes tan comunes en nuestro país.

10. Anexo A

10.1 Evolución del Cono

A sólo dos años y medio del nacimiento del Parícutin se pudo considerar al mismo como bien establecido, con patrones de actividad bien definidos (Foshag, 1956). Sus parámetros iniciales, en su mayoría están basados en cálculos burdos de las dimensiones y volúmenes para periodos determinados a excepción, por ejemplo, de las realizadas el 6 de marzo, 3 de noviembre de 1943, 31 de marzo de 1945 y 27 de julio de 1946, fechas en las que se hicieron mediciones precisas de alturas, diámetros y profundidad del cráter (Fries, 1953). Los siguientes párrafos resumen algunas de estas mediciones para dar un panorama general de las características generales de crecimiento, evolución y dinámica del cono.⁴¹

10.1.1 Del 20 al 23 de febrero de 1943

El inicio de la actividad volcánica fue precedido por una intensa actividad sísmica local, de al menos 15 días. Esto hizo suponer a los investigadores, el ascenso del magma por las líneas de fractura y debilidad estructural, y llega a la superficie el 20 de febrero de 1943. Aproximadamente a las 16 hr aparece una fisura en Cuiyútsuru, con rumbo SW, la cual comenzó cerca de la localidad denominada Piedra del Sol, extendida al W, hacia un punto donde se une el Cerro Canicjuata con la Mesa Cocjarao, pasando por una pequeña depresión u hoyo, en Cuiyútsuru, de 50 m de largo, 5 cm de ancho y 0.5 m de profundidad. A las 16:30 horas el empuje del magma levanta con gran violencia los suelos agrícolas del valle arrojando gases, vapores, ceniza volcánica, material lávico y algunos fragmentos de roca del subsuelo. La columna de humo se observa desde San Juan Parangaricutiro (Robles, 1943c). A las 18 hr se aprecia la formación de nuevas fisuras y la ampliación de la columna eruptiva arrojando proyectiles hasta 5 m de altura. A las 20 hr, "lenguas de fuego" alcanzan los 800 m. Para las 24 hr se calcula una altura al cono de 6 m (inicio del denominado periodo Quitzocho, que culmina con la aparición del Sapichu el 19 de

⁴¹ La secuencia de los gráficos del anexo A, sección 10.1, se tomó de Luhr y Simkin. (1993). "Características generales de crecimiento y dinámica del cono: Perfil desde el NW" del libro Parícutin. The volcano born in a mexican cornfield.

agosto de 1943). El cono presenta la forma de un pequeño domo con ángulos de 32° hacia el oeste y más suaves hacia el este. Tal asimetría indica que el cono se había roto por la salida de lava (Carreño, 1943a; Foshag, 1956 y Luhr y Simkin, 1993).

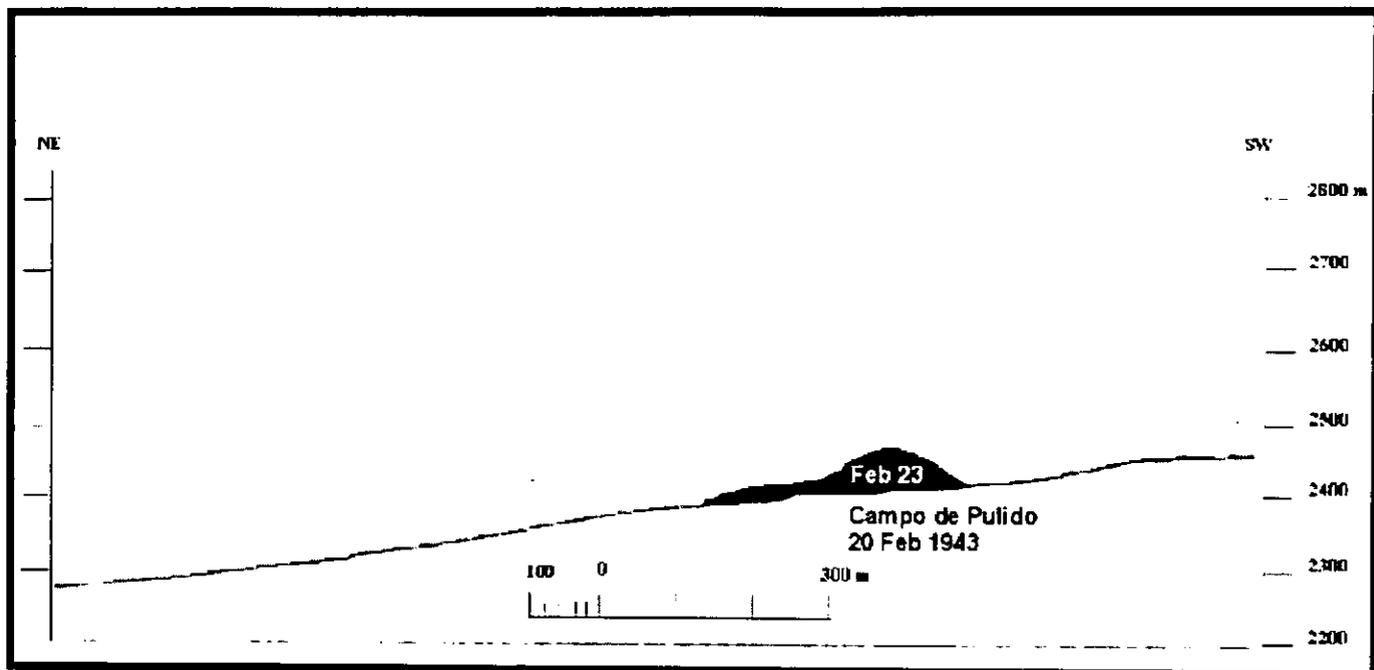


Figura 53. Evolución del cono. Perfil desde el NW.

El domingo 21 a las 4 a.m. medía 8 m, con forma cónica. A las 8 a.m. la altura es de 10 a 12 m; a las 10 a.m., 25 m y la columna eruptiva alcanza la altura del Tancitaro. A las 13 hr el cono llega a 30 m con un diámetro de base de 70 m. En la tarde se mencionan alturas de 50 m. Otros autores como Bullard (1945), suponen 36.57 m (120 pies) para el primer día. El cono tenía forma de herradura, con la concavidad hacia el NE (Robles, 1943a; Foshag, 1956).

En la noche del 22 de febrero las alturas son de 30 a 40 m (García, 1951; Ordóñez, 1947). Para el tercer día, el 23 de febrero, de 44 a 60 m. Todas estas variaciones dependían del nivel base, a partir del cual se realizaban las mediciones. La actividad predominante era la emisión de bombas y poca ceniza. Tenía forma de cono truncado por el poniente y el norte, pero por el lado oriente mostraba una abertura casi hasta cerca de su base que daba la forma de herradura (Ordóñez, 1943a).

Durante los primeros días de actividad se observan en el interior tres bocas escalonadas, como 30 m una arriba de la siguiente. La más baja de estas bocas se localizaba a dos terceras partes de la altura del cono, ésta era la más oriental, mientras que la más grande y alta se localizaba al poniente; ambas

separadas por angostos rebordes semicirculares que unían a las laderas interiores del cráter. La inconsistente descripción de los observadores indica una actividad variable (Robles, 1943a; Foshag, 1956).

10.1.2 Del 23 al 27 de febrero de 1943

El 24 de febrero la actividad continuó en modalidad regular, muchas bombas y poca ceniza. Una carpeta de escoria cubría la superficie de lavas (Waitz, 1943, citado por Bullard, 1950). El día 25 de febrero se registran violentas explosiones,⁴² en un promedio de 16 por minuto (6 soplos, 9 explosiones y una descarga) (Robles, 1943a; Valencia, 1943). El cráter se situaba hacia su borde occidental (Foshag, 1956). Se observaba aún la desgarradura del labio, pero para la mañana del día siguiente casi se había cerrado por el crecimiento del cono.

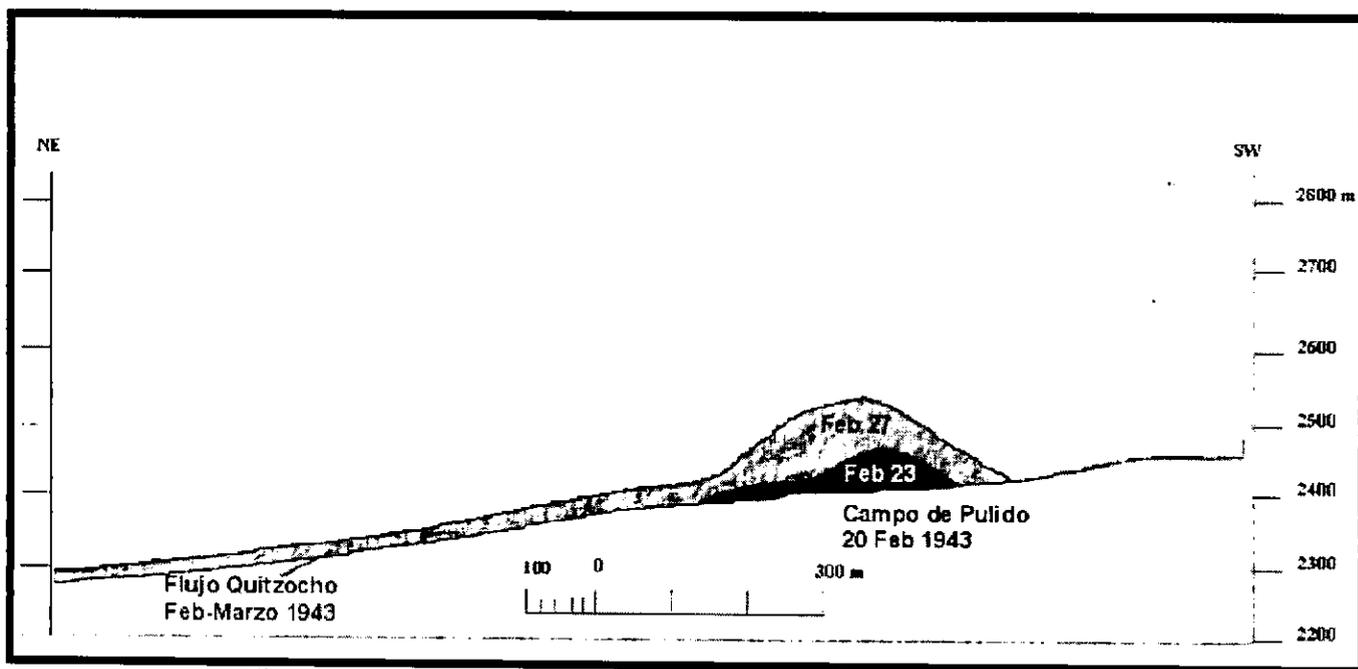


Figura 54. Evolución del cono hasta el 27 de febrero de 1943. Perfil desde el NW.

⁴² A estas explosiones se les clasifico en 1) **soplos**: Ruido inicial amortiguado, seguido de un soplo más o menos largo, similar al golpe de un émbolo en una máquina de vapor. Lanza gran cantidad de gases en columna vertical con abundancia de ceniza y reducida cantidad de bombas, llegando a durar hasta 4 seg. 2) **Explosiones**: se dan en el cráter o en la parte superior del mismo, en el primer caso se forman nubes en forma de coliflor, arrojando gran cantidad de bombas y en el segundo, la columna hace explosión arriba en forma de hongo y provocan una fragmentación más fina. Cuando no son muy violentas arrojan fragmentos visibles hasta 750 m de altura y a 850 m de distancia principalmente en sentido E y W. 3) **Las descargas eléctricas**: Son violentas perturbaciones atmosféricas, producidas por descargas electrostáticas entre la columna de gases y el cono, o bien, entre las capas atmosféricas y la columna (Robles, 1943a). Wilcox (1947) clasifica los sonidos volcánicos en 11 tipos.

Para el 26 de febrero se promediaban 18 explosiones, (8 soplos, 6 explosiones y 3 descargas eléctricas) por minuto. A las 14 hr se estima una altura del labio superior de 167 m y un diámetro de su base de 730 m. el cráter tenía de E a W 140 m por 90 m en sentido N a S (Robles, 1943a). A las 16 hr una altura de 165 m, 615 m de diámetro inferior, 150 m de diámetro de cráter y una diferencia de altura entre los labios de 26 m y se estima un volumen para el cono de $19\,500\,000\text{ m}^3$, con una velocidad promedio de crecimiento de $3\,330\,000\text{ m}^3/\text{día}$, y un volumen medio de crecimiento por explosión de 163 m^3 (Carreño, 1943a; Williams (1950) menciona una altura de 160 m. Para esta fecha, Ordóñez (1943a) da valores de 150 m. Waitz (1943a) 150 m de alto, pendientes de 32 a 34° en la parte media y superior, un diámetro de base de 550 m y 140 m de diámetro del cráter). La forma del cono era ovalada con su eje mayor orientado al NE79°SW, con el ángulo de reposo de los materiales de 33°.

El 27 de febrero se registran 15 explosiones por minuto (10 soplos, 4 explosiones y una descarga eléctrica). El aumento de soplos y disminución de las explosiones en esos días, hace sospechar a los investigadores que la actividad sería esencialmente explosiva con aumento de emisiones de lava. La altura estimada por el Instituto de Geología de la UNAM era de 106 m (Luhr y Simkin, 1993). W. Webber (1944) calcula 152.4 m (500 pies).

10.1.3 Del 27 de febrero al 20 de marzo de 1943

Del 25 al 28 de febrero ocurren violentas explosiones que arrojan bloques. El 28 de febrero la columna se elevaba de 122 a 244 m (400 a 800 pies) sobre la cima del volcán, expandiéndose en forma de *cumulus* a alturas entre los 1829 y 2438 m (6,000 a 8,000 pies) para convertirse en blancas nubes con vapor de agua a los 3,048 a 3,657 m (10,000 a 12,000 pies) y aún ascender a los 4,572 m (1500 pies), donde era llevada por los vientos hacia el este. Para estas fechas el material arrojado se lanzaba con una inclinación de 10° hacia el oeste, dando por resultado que el cono estuviese desequilibrado e inicia un combamiento del lado NW. La emisión consistía en bombas de lava viscosa y ceniza gruesa, las explosiones se daban en pobres intervalos regulares de 4 seg, las bombas alcanzaban 600-900 m de altura y distancias de 1000 m tardando de 12 a 15 seg. en caer (Task, 1943a y 1943b; Foshag, 1956). Se estimó una altura de 160 m (Ordóñez; 1943a).

A finales de febrero el volcán contaba con 2 bocas. La occidental arrojaba material incandescente en forma explosiva, y la oriental borbollones densos y oscuros de arena (Waitz, 1943a).

Para el 1 y 2 de marzo se estima una altura de 165 m y un diámetro de la base de 560 m en dirección este-oeste. Ese día 2, el cráter estaba profundamente destruido en su pared NW y la ventana emitía gran cantidad de lava. Se distinguen 2 ventanas la E y la W. El lado NW se recupera por la emisión de material (Ordóñez; 1943a; Foshag, 1956).

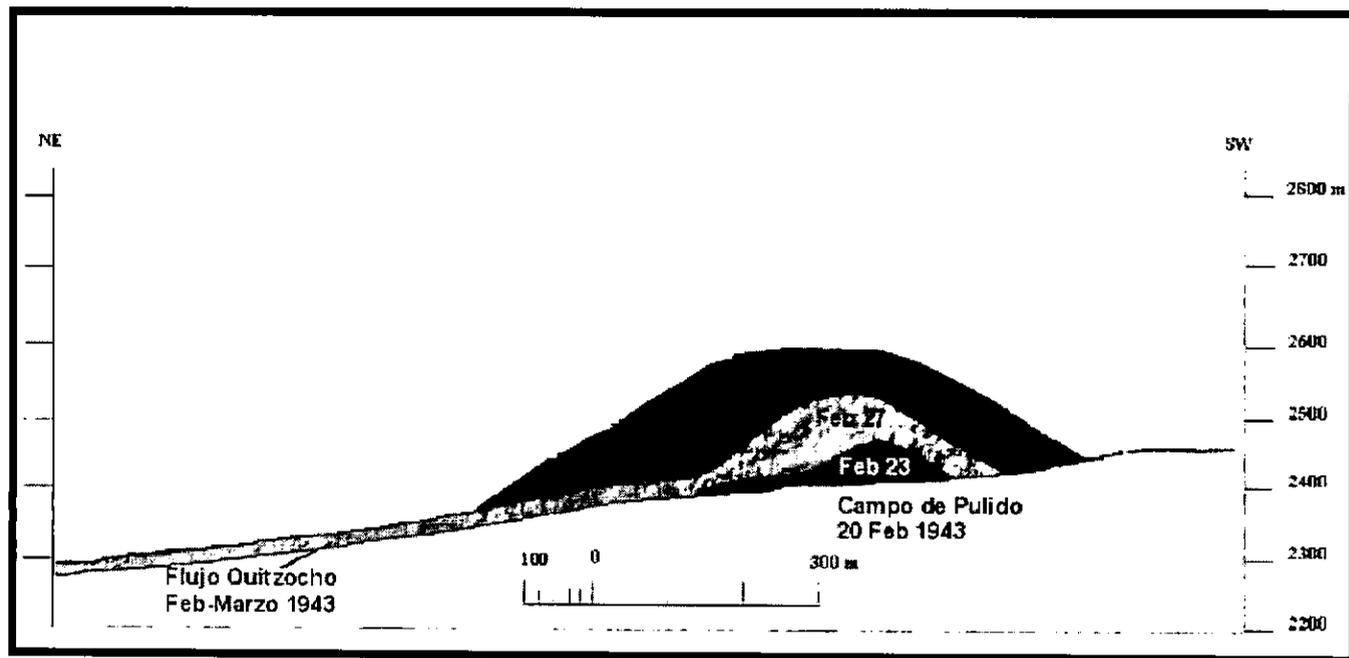


Figura 55. Evolución del cono hasta el 20 de marzo de 1943. Perfil desde el NW.

El 4 de marzo (a 12 días de iniciada la actividad) se estima una altura de 457 m (1500 pies) (Ordóñez, 1943, citado por Williams, 1950). Tras los primeros 15 días de erupción, con promedios de explosión del orden de 15 a 20 por minuto, se pasa a una fase que los científicos denominaron período de ritmo, que coincidió con una mayor amplitud del tamaño del cráter. Las explosiones se presentan con la misma frecuencia, pero, en lugar de ser todas muy fuertes como en el primer período, se alternaban con otras débiles, medianas y algo fuertes (Ordóñez, 1943a). Atl (1950) menciona que en ese día aparece una tercer boca dentro del cráter: 1) boca NW, la más elevada, por donde salía material piroclástico; 2) boca NE, más baja que la anterior, productora de gases de color blanquecino y detonaciones y 3) boca lávica, la más baja de todas, por la cual se emitía la lava.

El 6 de marzo de 1943, Covarrubias (en Flores, 1945) reporta una altura total del cono de 220 m. De la compilación de Fries (1953) para esta fecha, de algunas de las mediciones precisas realizadas al cono, son mostradas en la tabla 21:

Tabla 21. Dimensiones y volúmenes del cono el 6 de marzo de 1943

Máxima altura del borde del cráter:	137 m
Promedio de altura del borde del cráter:	110 m
Promedio de diámetro del borde del cráter:	216 m
Promedio de altura de la base sobre el terreno:	12 m
Promedio calculado del diámetro de la base:	520 m
Promedio de profundidad del cráter:	70 m (estimado de fotografías, mapas y descripciones)
Total de volumen del cono:	11 millones de m ³

A las 11 de la noche del 18 de marzo, Ordóñez (1943a) escucha furiosas detonaciones y repetidas explosiones acompañadas de densas nubes de vapor y siendo las explosiones tan fuertes como en los primeros días, suponía la abertura de otra boca. El día 19 de marzo, inmerso en intensa niebla y con el sonido de arena y escoria cayendo, cesaron repentinamente los ruidos profundos y explosiones y como a las 6 de la mañana observó que el cráter se había agrandado, había aumentando la columna de humo negro, y la emisión de arena gruesa, cubriendo las laderas de los montes cercanos. Del lado suroeste, en la base del cono surge un flujo (llamado más tarde Flujo Pastori). Desde ese día la lluvia de ceniza se volvió más copiosa y frecuente, lo que demostraba que cuando por alguna causa, el conducto de salida se reducía, las explosiones se volvían a producir, como sucedió la noche del 19 de marzo.

El 18 de marzo la actividad llega al clímax, ya que cesa la caída de bombas e inicia una fuerte caída de ceniza, la cual fue mayor del 18 de marzo al 9 de junio de 1943, llegando hasta Uruapan, y reportándose a finales de marzo (día 31) 87.90 miligramos en la Ciudad de México. Este periodo de fuerte fase cinerítica causó gran daño y destrucción a construcciones, cultivos y al bosque. Los campos a 8 km del cono fueron aniquilados y la agricultura se hizo imposible (Williams, 1950; Rees, 1979, Velasco, 1943 en Flores, 1945).

El 20 de marzo el cono comienza a recuperarse de la rotura del flanco NE (el cono frecuentemente cambia su configuración: al inicio de la erupción es cónica y pasa a una de herradura con el primer flujo del 20 al 25 de febrero, regresa a su forma cónica del 26 al 27 febrero, se abre nuevamente

el 28 de febrero, restaurándose el 20 de marzo). El Instituto de Geología de la UNAM estima la altura del cono en 148 m (Luhr y Simkin, 1993).

10.1.4 Del 20 de marzo al 10 de junio de 1943

A finales de marzo la actividad cinerítica del cono es tan fuerte que Hernández Velasco (en Flores, 1945) reporta la aparición de nubarrones de naturaleza extraña en la ciudad de México, que pasan inadvertidos para la mayoría de la población, y considera que son ocasionados por la presencia de ceniza del Parícutin. El 3 de marzo mide la cantidad de 87.90 mgrs. El 9 de abril, Arnoldo Pfeiffer registra 112 g/m² en Morelia (a 125 km al ENE) y Velasco, 0.136 g/m² en la Ciudad de México. La mayoría de la gente lo percibió del 8 al 10 de abril como polvo fino sobre las azoteas de las casas (Segerstrom, 1950; Ordóñez, 1943a).

El 10 de abril hubo fuertes explosiones. El 15 de abril el Dr. Atl nota que se alterna una columna negra y otra gaseosa. Se produce una erupción dual, típica, la que clasifica como parícutinea. De abril a junio de 1943 el cono alcanza su perfección plástica, pero cambia por el desgaje del flanco N. la noche del 9 de junio (Atl, 1950).

El 17 de abril, cerca de las 14 hr, después de una corta suspensión, la columna de vapores reapareció con gran fuerza y estrépito, ocupando solamente una reducida parte del cráter del lado poniente, al mismo tiempo que se sucedían fuertes explosiones y lanzamientos de grandes ramilletes de piedras. Para el 19 de abril se observa que dentro del gran cráter se había formado un pequeño cono truncado, al que se denominó "El Ombligo", por donde tenía lugar la erupción; en poco tiempo se elevó 30 metros, sobresaliendo del borde del gran cráter; siguió creciendo hasta que finalmente se unió con el cráter principal. A partir del día 21 de abril disminuye la intensidad y vuelve a ser como la del 19 de marzo al 17 de abril (Ordóñez, 1943a).

En mayo y junio la erupción continúa más o menos al mismo ritmo. Se presentan descargas eléctricas en rangos de 30/hr. Durante el curso de una semana hay no menos de 8 ventanas. Hay una

marcada tendencia del cono a la perfección geométrica, ya que si se presentaba algún derrumbe, éste era corregido casi inmediatamente (James, 1948).

A mediados de mayo las explosiones tenían menos fuerza y las cenizas salían en mayor proporción, el orificio de salida parecía de unos 46 m de diámetro (Task, en Flores, 1945). El 20 de mayo el Instituto de Geología de la UNAM estima una altura de 190 m (Luhr y Simkin, 1993).

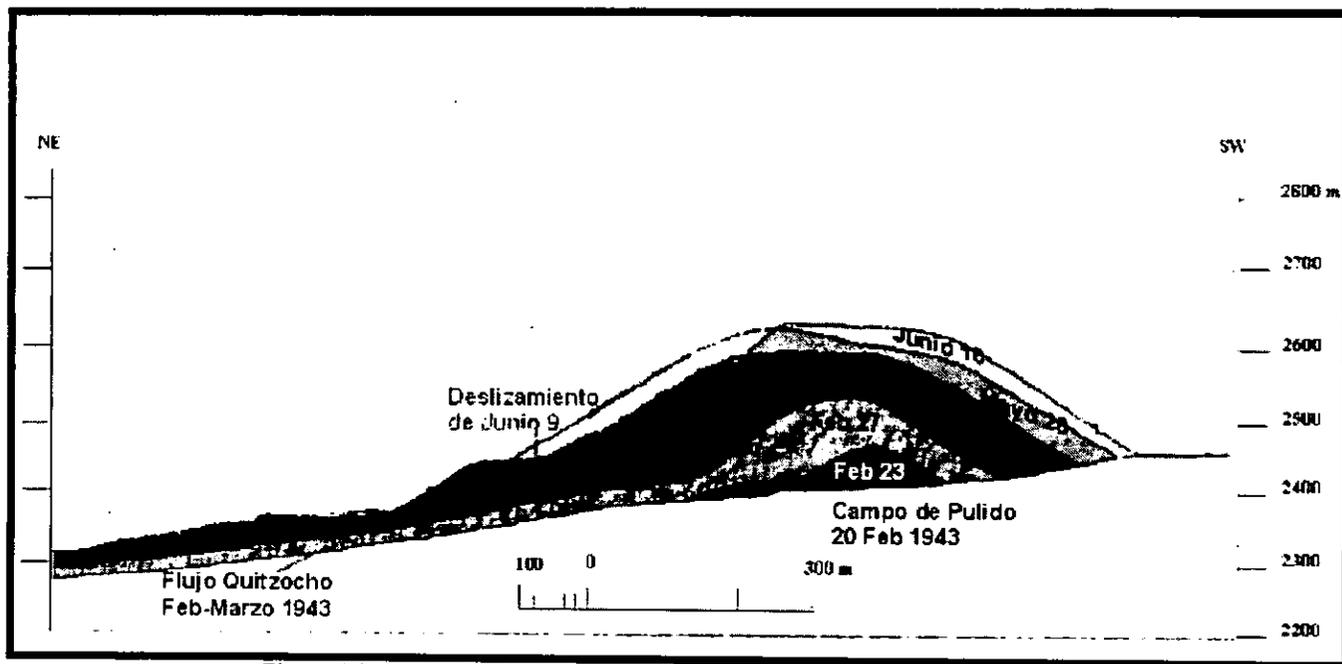


Figura 56. Evolución del cono hasta el 10 de junio de 1943. Perfil desde el NW.

Hasta el día 9 de junio, el aspecto de la erupción era de densas nubes de gases y vapores que se elevaban hasta unos 5 km, con mucha ceniza fina y polvo a grandes distancias. Los husos ascendieron hasta unos 600 m. No hay explosiones, sino muy raras veces, y algunos ruidos profundos de corta duración. Cuando por alguna causa el conducto de salida se reduce, las explosiones se vuelven a producir, como la noche del 19 de marzo y con más claridad, del 17 al 21 de abril y 9 de junio (Ordóñez, 1943a).

El día 9 de junio se presentan fuertes explosiones y ruidos profundos, indicando que algo nuevo iba a acontecer y cerca de las 21 hr, el cono se desgaja en su flanco norte, formando una gran loma; después, otro en el mismo sitio, dejando una loma detrás de la otra. El desgarramiento fue violento, iluminado por relámpagos y el aire atronado por rayos. El espectáculo termina a las 2 de la mañana. En esta fecha el Instituto de Geología de la UNAM, estima una altura de 198 m. Para el 10 de junio el enorme derrumbe o deslizamiento, dejó sus huellas en forma de una concavidad en la parte conservada del cono, a la vez que en el labio mismo del cráter del lado norte, se había hecho un rebaje en forma de onda. Se presenta emanación de flujos de lava de este flanco (Atl, 1950; Valencia, 1943; Luhr y Simkin, 1993).

10.1.5 Del 10 de junio al 20 de diciembre de 1943

Los derrumbes del cono coinciden con las salidas violentas de lava; misma que surgió al pie suroeste del cono los días 19 de marzo y 17 de abril, y las del 9 y 14 de junio. Todas ellas conmueven y desmoronan en parte, la estructura del cono, formado de piedras, arenas y escoria sin gran consistencia. Las paredes derrumbadas se hinchaban posteriormente con lavas que se inyectaban dentro de la masa (Ordóñez, 1943a).

El 15 de junio el cono había sido deformado, al ser rodeado de una gran cantidad de material lávico, su altura aproximada era de 320 m (Robles, 1943c).

El 19 de junio, Trask informa que la lava se encontraba solamente a 15 m bajo el borde del cráter. Los cálculos de altura iban desde más de 300 m hasta los 366 m. El diámetro de oriente a poniente pasaba de 1100 m y en esa misma dirección, el diámetro del borde del cráter media unos 300 m. Al mismo tiempo, las llamadas erupciones silenciosas (formadas de chorros continuos, sin bufidos ni explosiones que alcanzaban grande alturas) se volvían más frecuentes (Task, 1943, citado en la Enciclopedia Británica, 1982a; Valencia, 1943; Task en Flores, 1945; Ordóñez, 1943a).

A inicios de julio se restaura la simetría del cono (ocasionada por el deslizamiento del 9 de junio) con la caída de tefra y el cese del flujo de lava. Después del 10 de julio continúa modificándose el cono, apareciendo varias bocas de algunas horas de vida en la zona de desgarradura del 9 de junio. El 24 de julio se presenta otro deslizamiento en el flanco norte (periodo en el que se acelera el crecimiento del borde Quitzocho), mismo que es reparado el 31 de julio (Luhr y Simkin, 1993; Atl, 1950).

Algunos autores consideran que el periodo más violento en la vida del volcán tuvo lugar en los meses de julio y agosto de 1943, cuando la lava se estanco en la parte más alta del cráter (Task, 1943 citado en la Enciclopedia Británica, 1982a; Valencia, 1943; Task en Flores, 1945; Ordóñez, 1943a).

El 2 de agosto un nuevo deslizamiento se presenta en el flanco norte (Luhr y Simkin, 1993).

El 6 de agosto se producen violentas explosiones de gas, a intervalos de 4 a 6 min. El material alcanza 770 m de distancia y 100 de altura. El día 7 de agosto cesan las explosiones. El día 8, la columna central se extingue y reaparece la erupción gaseosa con estallidos más potentes. El día 9 la columna rellena la escotadura (Atl, 1950).

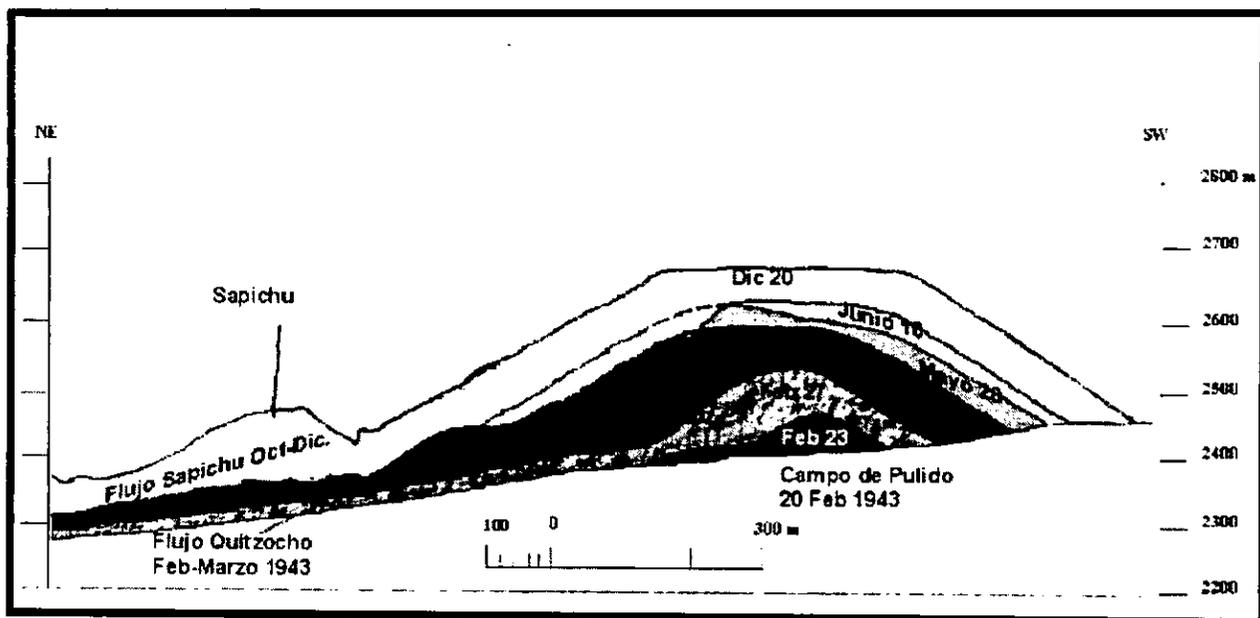


Figura 57. Evolución del cono hasta el 20 de diciembre de 1943. Perfil desde el NW.

El 16 de agosto el cono vuelve a ser una forma geométrica perfecta e incrementa la actividad (Atl, 1950).

El 25 se reduce la columna y comienzan fuertes explosiones. El borde del cráter se derrumbó un poco del lado NE descubriendo una pequeña cresta, de roca dura: "como si el embudo interior del cráter estuviera revestido de una tosca brecha resultante de las piedras y bombas que lanzadas al aire en estado plástico, vuelven a caer dentro del cráter soldándose unas con otras" (Ordóñez, 1943a). El 26 de agosto aparece una pequeña ventana de corta vida en la base SW del cono, en la misma posición en que se emplazaría el 8 de enero de 1944 la ventana Taquí (Luhr y Simkin, 1993).

El día 30 se incrementa la actividad explosiva, sólo interrumpida por 3 emisiones gaseosas acompañadas de relámpagos circulares (Atl, 1950).

El 18 de septiembre se abre una boca en la base sur-oeste de 2 m de diámetro, por la cual se derramó lava. El día 19 Foshag y González estiman una altura de 365 m, mientras que otros autores como Parker, lo consideran de 457 m (Apéndice en Flores, 1945; Parker en Flores, 1945; Luhr y Simkin, 1993).

Desde el inicio y hasta el 20. (tras 7 meses), la actividad se caracterizó (desde los 18 primeros días) por continuas explosiones seguidas por periodos cortos de fuertes explosiones de pocos días de otras menores en su ritmo. o de transición. y por último, de largos periodos de erupción silenciosa (Ordóñez. 1943a).

El 19 de octubre se abrieron varias bocas, hasta 7 en el flanco NE. Dos días después desaparecen 4 y a la siguiente semana sólo queda una en actividad que dio origen al Sapichu. el cual tenía un diámetro de 2 m y 92 m de altura de la boca. El cono principal alcanzaba 345 m para el cono principal (Ordóñez. 1943a; Apéndice en Flores, 1945; Atl. 1950; Luhr y Simkin, 1993).

Después del 31 de octubre hubo una disminución paulatina lo que demuestra la interrupción frecuente de la columna, misma que presentó aspectos fantásticos, resultado de fuertes explosiones, los últimos días de noviembre, así como del 8 al 12 de diciembre y del 15 al 16 del mismo mes. El Sapichu no cesó de arrojar rocas a alturas de 120 m, con su cresta mayor de 60 m y conservando su forma de herradura alargada en dirección NE, y cada extremo de la misma con longitud de 300 m. y un ancho de abertura de no más de 100 m. Su actividad finalizó el 7 de enero, presentando desgarraduras en su labio superior a causa de derrumbes internos. En la parte interna del lado SE quedó la oquedad correspondiente a la boca, de 2.5 m de diámetro, y aunque su actividad había cesado, a veces dejaba escapar vapores y gases (Ordóñez, 1943a; Apéndice en Flores, 1945; Atl, 1950).

El 3 de noviembre de 1943, Covarrubias (en Flores, 1945) obtiene una altura de 364.68 m y concluye que tal cifra no indica que el crecimiento fuese uniforme, pues en varios periodos se observó que la altura era menor en fechas anteriores, y sólo indica la razón de variación media, con la cual aumentó progresivamente el cono. También en esta fecha el alpinista de Morelia Armando Pfeiffer asciende por primera vez al cono (Foshag, 1956). De la compilación hecha por Fries (1953) sobre el cono, se tienen los siguientes datos mostrados en la tabla 22 para ese día:

Tabla 22. Dimensiones y volúmenes del cono el 3 de noviembre de 1943

Máxima altura del borde del cráter:	282 m
Promedio de altura del borde del cráter:	255 m (estimado de fotografías, mapas y descripciones)
Promedio de diámetro del borde del cráter:	260 m
Promedio de altura de la base sobre el terreno:	40 m
Promedio calculado del diámetro de la base:	900 m
Promedio de profundidad del cráter:	85 m (estimado de fotografías, mapas y descripciones)
Total de volumen del cono:	73 millones de m ³

Pfeiffer, junto con el sargento José Rosales, ascienden el 4 de diciembre y reportan que abajo del borde NE. el material era muy fangoso, el borde del cráter muy estrecho y los vapores les impidieron ver al interior. El 19 de diciembre ascienden Abraham Camacho y Celedonio Gutiérrez, reportando 3 pequeños túneles o ventanas embudiformes orientadas E-W. Estas bocas estaban activas alternadamente o simultáneamente. Vieron la superficie cubierta de grandes y pequeñas piedras de color negro y también una gran fumarola en el borde oriental. Se determinó para el 19 de diciembre una altura de 345 m en su punto más alto. La altura desde la base norte era de 215 m, apoyada su base en las corrientes de lava. Y para el 20 de diciembre el Instituto de Geología de la UNAM determina una altura de 299 m (Ordóñez, 1945; Luhr y Simkin, 1993).

Al final del primer año alcanza 325 m sobre el campo. En este periodo el proceso dominante fue la formación del cono y después el derrame de lava, con un leve el crecimiento del cono (Enciclopedia Británica, 1982a).

10.1.6 Del 20 de diciembre de 1943 al 20 de febrero de 1944

Ordóñez (1945) menciona que el 5 de enero de 1944 comienza a declinar la fuente de lava del Sapichu y la emisión de materiales y gases. Cesa por completo el día 6 de enero (para otros autores, el día 7, e incluso el 8). Ese mismo día, inician derrumbes en las paredes escarpadas del cráter. El día 8 de enero el grupo de Ordóñez caminan por las lavas para llegar al Sapichu y a lo que fue la fuente de origen y que duro en actividad 79 días. Observó los derrumbes y las paredes laterales de la abertura, notando bancos de brecha incoherente de fragmentos más o menos arredondados. La altura del Sapichu de la base al punto más alto era de 70 m. Lo que fue la fuente de lava era un pozo de 2 m de diámetro y 3 m de profundidad, tapizado de lava escoriácea, el cual desapareció rápidamente con los materiales de caída. La calle por donde corría la lava desde la fuente a los extremos de la herradura cratérica, medía aproximadamente 220 m y la anchura de borde a borde de los extremos de la herradura, 160 m (Ordóñez, 1945).

El día 7 de enero surgen reflejos rojizos en el flanco SW. cambiando la actividad al lado opuesto al Sapichu. La actividad de la columna (que había decrecido desde la aparición del Sapichu) se recrudece la noche del 7 y el 8 de enero. La columna adquirió un color oscuro, con raras interrupciones y a intervalos de unos cuantos segundos, sin cesar la caída de arena y ceniza hasta el 20 de febrero (Foshag, 1956; Enciclopedia Británica, 1982a; Ordóñez, 1945).

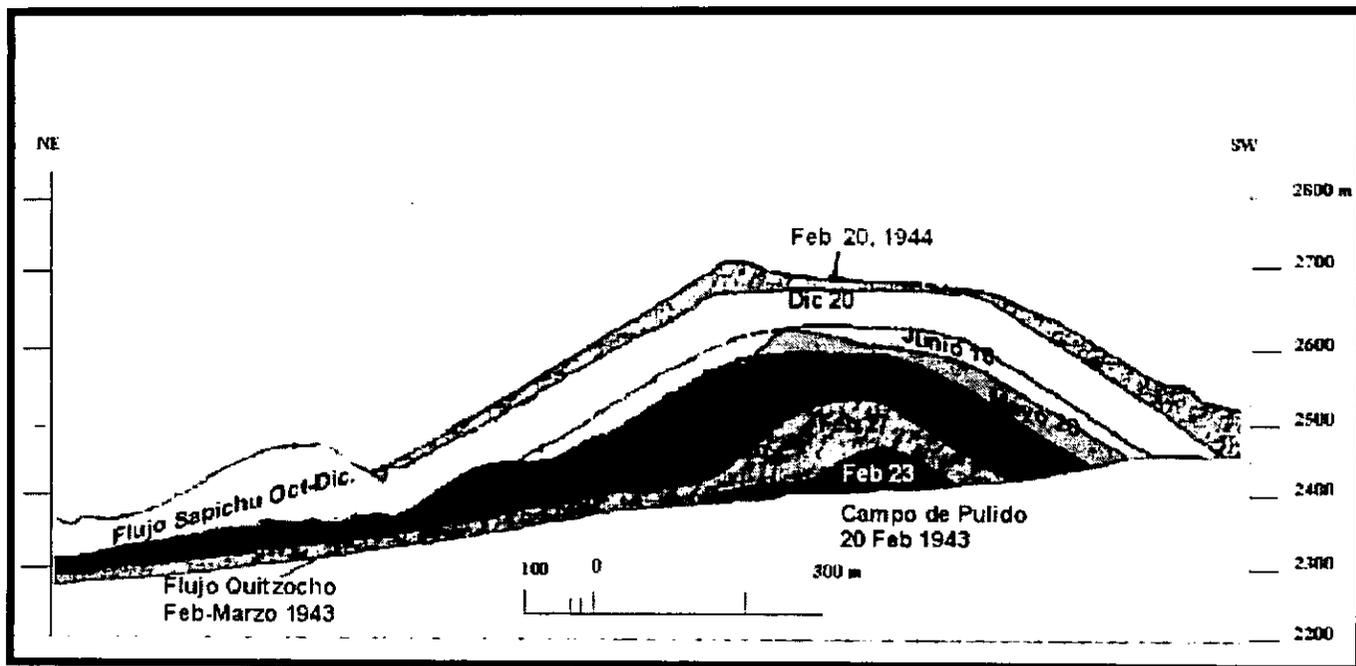


Figura 58. Evolución del cono hasta el 20 de febrero de 1944. Perfil desde el NW

El día 8 de enero se observan dos nuevas ventanas separadas unos 25 m, cercanas a la posición que ocupó la ventana del 26 de agosto de 1943. Y en los tres años siguientes, hasta el 19 de enero de 1947, las lavas fluyen por bocas muy próximas, en este lado. Este periodo llamado Taquí se caracterizó por una casi constante pero variable actividad de la ventana del cráter, con poca ceniza y constante salida de lava de una de las 3 ventanas en la base del cono. Las emisiones alternaban con flujos menores de la ventana Ahuán (de mediados de noviembre de 1944), por ello se incluye su actividad en la del Taquí. Tuvo una duración de 18 meses y se caracteriza por la formación de hornitos y volcancitos, mientras que el cono creció poco y aunque mostró más actividad que en el periodo Sapichu, ésta fue mucho menor que en el periodo Quitzocho. La actividad explosiva era errática y a veces alcanzaba una explosividad como la del periodo Quitzocho. Rara vez la columna cargaba mucha ceniza, en general era puro vapor (Foshag, 1956; Foshag, 1950; Enciclopedia Británica, 1982a; Ordóñez, 1945; Luhr y Simkin, 1993).

A la zona de grietas lávicas de esta parte se le llamó Mesa de los Hornitos. La salida de lava fue casi continua, apenas cesaba una cuando salía otra de una nueva boca. Estos derrames fueron más calientes y fluidos y de mayor volumen que los primeros (Foshag, 1956; Enciclopedia Británica, 1982a; Ordóñez, 1945; Bullard en Congreso Geológico Internacional Excursión A-15, 1956).

A mediados de enero de 1944 se reduce mucho la actividad, lo que permite el ascenso al volcán de algunas personas. Se observan hasta 5 bocas dentro del cráter, todas de contorno casi circular y 10 m de diámetro (Apéndice en Flores, 1945).

El 6 de febrero los flujos de la ventana Taquí cubren la base del sur y oriente del volcán. El día 10 la altura del cono se calculaba en 430 m, considerando una base de 2270 msnm y el pico más alto 2700 msnm (W. Webber, 1944). Se observa el sepultamiento por lava de la ventana Taquí (Luhr y Simkin, 1993). Al año de aparición, el 20 de febrero de 1944 se realizan las siguientes estimaciones de altura: 457.2 m (1500 pies) (Bullard, 1947); entre 365.74 y 396.22 m (1200 y 1300 pies) (Pough, 1944); 336 m (Seegerstrom, 1950; Foshag, 1956; Luhr y Simkin, 1993) con pendientes para el lado oeste de 20°30' y de 22°30' para el lado oriental (visto desde el sur) (Apéndice en Flores, 1945).

Ordóñez (1945) menciona que el 20 de febrero la columna presentaba gruesas volutas en forma de coliflor y se elevaban hasta 4 km. A las 15.45 h decrece la columna por cortos instantes. A las 16 h se suspende la salida de vapores y surge un gran silencio, minutos después empiezan nuevos zumbidos y explosiones, apareciendo la columna nuevamente. Los zumbidos duraban de 4 a 15 segundos y así continuó hasta las 20 h. No hubo emisión de ceniza, solo gases amarillentos.

10.1.7 Del 20 febrero de 1944 a febrero de 1946

En marzo la actividad del cráter era muy variable, desde la débil columna, hasta la enorme coliflor blanca, indicando que el conducto no se ahogaba (Seegerstrom, 1952).

El 24 de abril se observan luminiscencias diferentes a las que se presentaban después de una erupción, similar a auroras (Seegerstrom, 1952). A estas claridades instantáneas que alumbraba toda la

columna. Ordóñez (1947) les llama halos fugaces y Foshag la nombra ondas de compresión (en Ordóñez, 1947) originadas por el violento escape de gases que se inflaman en la boca de los conductos al contacto directo con la atmósfera.

A finales de abril cambió la erupción bruscamente de silenciosa, con columna alta de vapores y abundante emisión de rocas, a un aspecto de intensidad similar a los días de mayor actividad del año pasado en el mes de agosto y se mantuvo así hasta el 24 de mayo, observándose a veces rayos en la columna (Ordóñez, 1947).

El 25 de mayo ascienden observadores al volcán, describen un cráter en forma de embudo, con la pared suroeste más inclinada que las demás. La ladera oeste presentaba un estrecho banco en el borde del cráter, cambiando a fuerte pendiente similar a la de un precipicio de toba semiconsolidada. Las laderas internas estaban hechas de lapilli, con algunas bombas. En el fondo, una cuenca de 2 a 3 m que a veces mostraba lava. El piso de la cuenca era cubierto de ceniza que se deslizaba de las paredes. En algún punto alto de esta ventana baja había un área circular deprimida en el lado de las paredes del cráter. La depresión en forma de platillo de 8 m de diámetro estaba rodeada de grietas continuas. En el fondo de esta fuente había 2 pequeñas ventanas, de las cuales salían chorros de material (Segerstrom, 1952).

El 15 de agosto, Abraham Camacho, ayudante de Ordóñez, asciende al cono y estima una altura de 440 m sobre el plano de comparación que para ellos era el límite norte del plano Quitzocho. El diámetro del cráter, de borde a borde en dirección oriente a poniente era de aproximadamente 350 m. Del 20 de agosto a principios de enero de 1945, la erupción consistió en una columna de vapores, llegando a alturas de hasta 5 a 6 km y posteriormente entre 2 y 3 km por condiciones atmosféricas y por las lluvias de rocas y ceniza, más o menos abundante (Ordóñez, 1945 y 1947).

En noviembre de 1944 las dimensiones estimadas por Arias Portillo (1945) son: una base elíptica, cuyo eje mayor orientado de noreste a suroeste tenía 1580 m de longitud y el eje menor 900 m. Una altura sobre el nivel del suelo de 500 m y una altura sobre el nivel del mar de 2775 m, un talud de 35°.

A mediados de noviembre se presenta otro deslizamiento del lado sur-suroeste, para formar la ventana Ahuán (que al parecer coincidía con la ventana de septiembre de 1943) formando una colina piramidal que fue arrastrada por la lava como 100 m. En la base sur de esta colina se exponía un dique sobre la pared del cono, parecido a un conejo sentado, por ello se le pone Ahuán ("auani", conejo en Tarasco). Durante el episodio (mediados de noviembre de 1944 a aproximadamente junio de 1945) la

actividad fue errática e impredecible. periodos de quietud contra grandes columnas (Seegerstrom, 1950; Luhr y Simkin, 1993; Foshag, 1956).

El 20 de noviembre, Foshag y González miden una altura de 2740 m para el pico oriental con un barómetro anaeroide que correspondería a 335 m (Luhr y Simkin, 1993).

El 26 de noviembre la ascensión al cono permite observar un cambio general en la configuración del mismo en relación al 25 de mayo. El borde no era ya escarpado y se podía caminar con facilidad. La altura del borde oriental medida con anemómetro fue de 335 m ó 2740 msnm, el borde oeste 2710 msnm y el norte 2690 msnm. La ventana central mostraba poca actividad. La ventana sur con 5 a 6 orificios. El material en deslizamiento era emitido como volutas (Foshag, 1956; Luhr y Simkin, 1993).

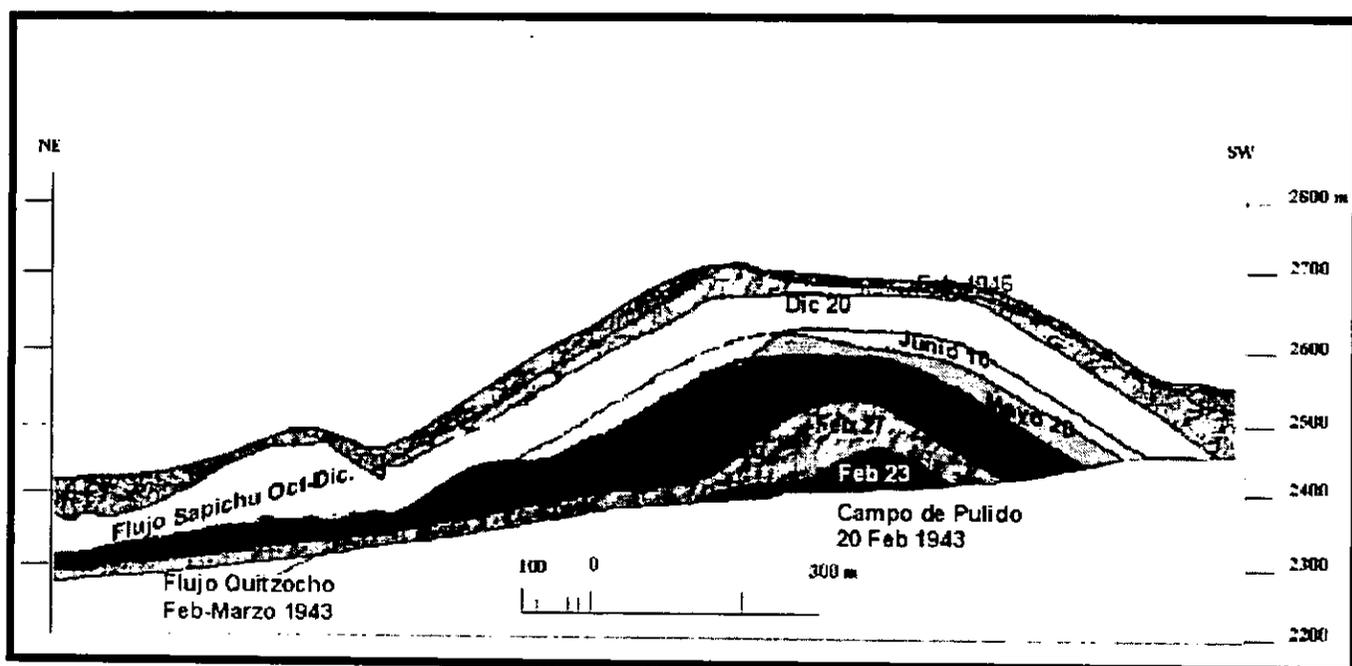


Figura 59. Evolución del cono hasta el 20 de febrero de 1946. Perfil desde el NW

Al finalizar los dos primeros años, cerca de un 90% de la ceniza se deposita, decreciendo su espesor con la distancia, de un máximo de 6 m cerca del cono a 25 cm en Angahuan, a siete km (Fries, 1953 citado por Rees, 1979). Luhr y Simkin, (1993) menciona que es un 54% de los 9 años de emisiones (2/3 partes de la tefra y 1/3 de lava). El diámetro de la base del cono también se incrementó en estos 2 años, pero debido al apilamiento de lavas y acumulación de ceniza posteriores, la altura aparente del cono y diámetro de base decrecen (Fries, 1953).

El 7 de enero de 1945 ascienden al cráter R. E. Fuller y Howell Williams. notando algunos cambios en la fisonomía del embudo. al que se le habían formado dos terrazas escalonadas cerca del borde norte. Reconocen 2 bocas. una hacia el suroeste. lanzando vapores azulados y blancos y otra casi al centro. con poca actividad. pero de la que salía la gran columna que caracterizaba a la llamada actividad silenciosa. Las paredes consistían de roca semifluida al rojo vivo. La boca suroeste se subdividía en pequeñas aberturas. siendo esta la causa del ruido del escape tubular de gases. El borde suroeste del cráter mostraba un gran rebaje en forma de onda por la inclinación de los gases y por que ahí se produjo el derrumbe causado por la salida de lava del 7 de noviembre (Ordóñez. 1945).

El ascenso del 22 de enero mostró con anaeroide que la altura del borde norte era de 2685 m. La ventana del cráter de 3 m de diámetro, explosividad errática (10 por minuto), las bombas alcanzaban 50 m de altura. había un fuerte olor a sulfuros y la ceniza pumíticas hasta 10 cm de grosor (Bullard. 1950).

El 31 de marzo de 1945, Segerstrom (citado en Fries, 1953) realiza una triangulación de la que se obtienen los siguientes parámetros mostrados (tabla 23).

Tabla 23. Dimensiones y volumen del cono el 31 de marzo de 1945

Máxima altura del borde del cráter:	342 m
Promedio de altura del borde del cráter:	315 m (estimado de fotografías, mapas y descripciones)
Promedio de diámetro del borde del cráter:	280 m
Promedio de altura de la base sobre el terreno:	96 m
Promedio calculado del diámetro de la base:	980 m
Promedio de profundidad del cráter:	85 m (estimado de fotografías, mapas y descripciones)
Total de volumen del cono:	124 millones de m³

A inicios de mayo se renueva la actividad explosiva del cono principal (Luhr y Simkin, 1993). El 27 de mayo de 1945 ascendía una columna blanca continua de vapor y a intervalos raros arrojaba densa ceniza negra. La chimenea era un orificio estimado en 2 m de diámetro. A veces, la columna contenía vapores invisibles supercalentados, pero sin abatirse la fuerza o el volumen como lo manifestaba el roer acompañado del escape. Algunas bombas eran arrastradas por la corriente, que tomaban 10 segundos en caer. Con base en la relación de aceleración de la gravedad y la velocidad de escape de 100 m/seg y de la densidad del vapor a 100°C, la cantidad de vapor de agua emitida fue calculada en 12 toneladas por minuto o 17 000 toneladas por día. En adición al vapor del cráter, existen cantidades adicionales emitidas por las ventanas de lava, el flujo de lava y de las laderas del cono, sin embargo, no hubo bases

satisfactorias para calcularlos. pero las cantidades fueron considerablemente menores al emitido por el cono (Foshag. 1950 y 1956).

A fines de octubre e inicios de noviembre el cono tuvo poca actividad, con una densa erupción de nubes blancas y frecuentes lluvias de bombas. El cráter se formaba de dos ventanas someras y anidadas en un pequeño cono del interior. A mediados de noviembre el conito se desvanece y se forma una segunda ventana y un patrón de grietas y pequeñas fallas alrededor del cráter interior (Krasukopf. 1946).

El 16 de noviembre inician 3 semanas de quietud del cono, entre 3 débiles periodos de moderada actividad (Luhr y Simkin. 1993). A fines de noviembre persisten las 2 ventanas. La del sur limitada a largas y calmadas emisiones de gas, mientras que la ventana norte se desplaza casi hasta el centro del cráter y construye un pequeño cono alrededor de ella. La actividad de bocas adyacentes mostraba una ligera interrelación, cuando se producían en dos o más de estos la actividad era algo diferente, una explosiva y la otra de lenta efusión (Krasukopf, 1946 y 1948a).

El cono sólo creció 12 m de febrero de 1945 a febrero de 1946 (Segerstrom y transmisión oral. en Krauskopf. 1948a). En febrero de 1946 el diámetro del cráter es de 400 m, el más grande en los nueve años de erupción (Luhr y Simkin, 1993).

10.1.8 Del 20 de febrero de 1946 a 1947

El 3 de marzo de 1946 una nueva boca se abre cerca de la base sur del cono (Luhr y Simkin, 1993). A mediados de marzo ocurre una fuerte actividad eruptiva, en especial el día 17, marcada por un nuevo deslizamiento en el flanco sur, en el área de la ventana Ahuán, con la formación de altos montículos y la apertura de una nueva boca en la parte sur (cuya actividad duró hasta el 18 de abril, para otros autores hasta el 14 de octubre) (Kennedy, 1946; Ordóñez, 1947; Luhr y Simkin, 1993).

La descripción del cráter en los ascensos del 13, 14, 20 y 30 de abril es la siguiente: en los 2 primeros ascensos caían fuertes lluvias de bombas del lado norte desde la ventana sur dificultando su observación. Se emitía material de una fisura abierta de 2 m de ancho y 15 m de largo, de dirección W-

NW y localizada a 80 m de profundidad. Una pequeña ventana de 1 m de diámetro cerca del centro, que dividía los 2 cráteres, emitía corrientes a alta velocidad. El cráter norte expulsaba nubes espesas intermitentes de ceniza. Del 13 al 20 de abril se dan pocos cambios, el día 20 la fisura sur era más grande y activa. Hubo 4 ventanas a lo largo de la divisoria de los 2 cráteres, emanando corrientes en chorro, al igual que en algunas fisuras en el borde del cráter. El 30 de abril se producen cambios sustanciales. Se socavan más las paredes del cráter sur y se forman muchos escarpes de 1 a 2 m de altura. El crecimiento del cráter se acompañó del desplazamiento al norte de la división entre los 2 cráteres y la ventana de corriente no era muy visible ya. Las fisuras del borde emitían muchos sulfuros. No se pudo examinar la parte norte, sin embargo, esta ya no era tan profunda, pero sí más larga que el cráter sur. Estaba parada por la caída de material de las erupciones del cráter sur. No había correlación entre las diversas ventanas dentro del cráter (Kennedy, 1946).

Del 12 de abril al mayo 3 de 1946 la actividad varió grandemente: los primeros siete días hubo lluvias de bombas y explosiones a intervalos de 15 minutos, principalmente de la ventana sur del doble cráter, cayendo la mayoría en la ladera norte. Del 19 al 26 de abril la actividad es débil, con poca emisión de cenizas y bombas, explosiones raras y débil columna de vapor, la mayoría del vapor provenía de la ventana cerca del centro de la división de los dos cráteres coalescentes. Del 27 al 29 de abril la columna de ceniza se incrementa, similar a la existente en 1943, saliendo la columna de las ventanas norte y sur del cráter. Los cuatro días siguientes la actividad fue de poca intensidad, ascendiendo una débil columna encima del cono (Kennedy, 1946).

Ordóñez y Ariel Hernández Velasco clasifican⁴³ la actividad eruptiva en tres clases: 1) Erupciones tubulares consistentes en explosiones con sonidos semejantes a cañonazos sincronizados con soplos de vapor que forman una columna cargada de mucho material piroclástico; 2) Erupción silenciosa, como explosiones de relámpago alternadas con periodos de completo silencio, con emisión considerable

43 Desde el comienzo de la actividad, Ordóñez uso una clasificación de actividad eruptiva basada en los sonidos que acompañan a cada fase: **A)** Agitado ruido o silbido de látigo, ascendente audible a distancias de hasta 1 km; **B)** Ruidoso o más profundo que A, similar al romper de olas acompañan a la fase silenciosa; **C)** Ruidos como de relámpagos, de 2 a 15 seg. de duración, frecuentemente inicializados por fuertes explosiones; **D)** Sonido como el de una artillería apagado; **E)** Como de artillería, más marcado que D y frecuentemente produce ondas de compresión y a veces H acompaña a la tubular; **F)** Como la emisión de chorro a alta presión sin interrupción en periodos de 1 a 15 minutos; **G)** Como el sonido de un tren viajando rápidamente, cambiando en intensidad y calidad como cuando pasa un tren por terreno irregular; **H)** Ruido intermitente de corriente de jet, con alternancia de periodos de silencio de 3 a 16 seg. de duración; **I)** Ruido como de disparo de pistola, se producen descargas eléctricas en la columna; **J)** Rápidos y violentos ruidos arrojan bombas. Sonido como de caballos y **O)** Completa carencia de sonido por más de 5 min. (Wilcox, 1947a).

de material piroclástico y 3) Erupción gaseosa sonidos como del escape de vapor, saliendo vapor con trazas de ceniza (Segerstrom, 1947).

Del 3 al 5 de mayo se presenta una fase gaseosa, el 6 de mayo una erupción tubular caracterizada por una columna negra, tan llena de material como las de 1943. Del día 8 de mayo a la tarde del 13 cambia a fase gaseosa. De la tarde del 13 al 20 se renueva la actividad explosiva tubular, con emisión de tal cantidad de material que el borde del cráter sureste asciende a 20 m, casi alcanzando al pico este. Del 20 de mayo y hasta fines del mes se produce la fase silenciosa y pasa nuevamente a una gaseosa gradualmente (Segerstrom, 1947).

De las 3 ventanas descritas por Kennedy (1946) en el cráter, la ventana SW contribuyó más en la eyección del 13 al 20 de mayo, mientras la actividad gaseosa vino de la ventana central. En junio se reactiva la ventana SW con emisión de vapores amarillos, más que la central. Se abre una nueva ventana como a 15 m al SW de la ventana central, emitiendo soplos de vapores rojos, esta desaparece a mediados de junio (Segerstrom, 1947).

Otro ciclo inicia del 11 de junio al 31 de julio con erupción tubular que dura hasta el 21 de junio, día en que inicia la fase gaseosa, y al siguiente día se transforma en explosiva, con calma del 27 de junio al 30 y culmina la noche del 2 de julio con fuerte actividad la ventana central y SW. La fase silenciosa se produce el día 4 y la gaseosa muy larga del 4 al 31 de julio más en la ventana SW y permanece inactiva la NE (Segerstrom, 1947).

El 27 de julio 27, Segerstrom y Gutiérrez (en Fries, 1953) obtienen los datos mostrados en la tabla 24:

Tabla 24. Dimensiones y volúmenes del cono el 27 de julio de 1946

Máxima altura del borde del cráter:	354 m
Promedio de altura del borde del cráter:	327 m
Promedio de diámetro del borde del cráter:	320 m
Promedio de altura de la base sobre el terreno:	153 m
Promedio calculado del diámetro de la base:	890 m
Promedio de profundidad del cráter:	70 m
Total de volumen del cono:	141 millones de m ³

La actividad en agosto fue contrastante con la previa calma de julio. Del 4 al 5 de agosto inicia una transición de fase gaseosa a explosiva. fase silenciosa el día 5. pero con emisión continua de piroclastos. Los días 6 y 7 se observan relámpagos sobre el cráter. Ariel Hernández reporta que la actividad explosiva tubular continuó del 9 al 13 emitiendo ceniza y bombas en la columna. El 26 hubo explosión gaseosa. Se observa el día 28 que en la base del cono se esparcían los fragmentos de unos 10 cm. Las ventanas SW y NW no cambian pero la central tenía un ancho de 10 m (Segerstrom, 1947).

Inicia un ciclo adicional piroclástico del 1 al 15 de septiembre. El día 7 se presenta una fase gaseosa corta, cambiando al día siguiente a tubular igual de breve; del 8 al 15 fase silenciosa con expulsión de cantidades enormes de ceniza. El 16. la altura del pico oriental era 2750.9 msnm. la del pico oeste 2747.6 msnm y el borde interno norte 2726.3 msnm. El día 18 se comprueba que la base oeste se cubre con una capa de 18 cm de nueva ceniza emitida las semanas anteriores, cubriendo las bombas y lava. La ventana central explosiva se agranda y profundiza. Una depresión señala la muerte de la boca NE. sin embargo, 3 salidas son aún evidentes (Segerstrom, 1947).

El cono formó capas sucesivas de material piroclástico con pendientes externas de 31-33°. La ventana era de aglomerado grueso y la base de alguna roca masiva. El tamaño de fragmentos a los lados del cono variaban durante los diferente periodos e incluso sobre sus diferentes lados, por la posición de la ventana y parcialmente por los deslizamientos. Así, por ejemplo, el 15 de octubre de 1946 largos y estrechos deslizamientos de abanicos de lapilli se extendían de la cima a la base en la ladera occidental, con partículas de 2 cm, redondeadas y algunos fragmentos de hasta 10 cm. Los abanicos llegaban a medir 4 m de ancho con muescas o canales entre 7 cm de ancho por 10 a 15 de profundidad (Segerstrom, 1950).

Para el 18 de octubre cesa la actividad de la ventana Ahuán, tras declinar a fines de septiembre. El 22 de octubre la forma del cráter era un sencillo cono invertido con 140 m de profundidad y 3 ventanas espaciadas en su fondo de 20 m de diámetro (Wilcox, 1947a; Luhr y Simkin, 1993).

El primero de noviembre el cráter presenta sólo 30 m de profundidad. El día 26 un se forma un cráter cónico dentro de la depresión extendiendo la profundidad a 100 m (Wilcox, 1947a).

La forma externa del cono cambió poco del 18 de septiembre al 30 de noviembre. Todas las porciones del borde crecen ligeramente. Por ejemplo, el 16 de septiembre el pico oriental alcanza los 2750.9 msnm, pero para el 28 de noviembre llega a los 2758.9 msnm. Del 26 al 29 de noviembre ocurre

un pequeño colapso en la zona de muesca en forma de V, entre el cono y el segmento suroeste del mismo que fue empujado hacia afuera en marzo de 1946 (Wilcox, 1947a).

El 4 de diciembre de 1946 se observan en el flanco suroeste 2 grietas, y se produce un derrumbe el 15 de enero entre ambas, deprimiendo 10 m el borde SW (Bullard, 1950).

La primera mitad de diciembre se caracterizó por fuertes explosiones, moderada caída de ceniza y grande caída de bombas. Wilcox escuchó desde el Jorullo las explosiones el 10 de diciembre día registrado como de intensa actividad por Gutiérrez (Wilcox, 1947b).

Hasta fines de 1946 la erupción no parecía haber cambiado substancialmente con respecto a 1945. Había predominado la erupción silenciosa, rara vez la actividad adquiría gran intensidad, las lavas seguían saliendo casi sin interrupción por bocas situadas en la base SW y S del cono, viajando hacia el E y N, y rodeando la base del cono, otras hacia el NW elevando el campo de lavas aún más (Ordóñez, 1947).

Tabla 25. Dimensiones del cono de fines de 1946 e inicios de 1947 de Wilcox (1947b).

Fecha	Pico W	En el borde NE	Pico E
28 de noviembre de 1946	2752.3	2741.4	2758.9 para una altura del cono de 374 m
31 de diciembre de 1946	2752.3.		2758.9
28 de febrero de 1947	2756.7	2734.9	2758.0
1 de abril de 1947	2756.7	2701.1	2760.1

10.1.9 Año de 1947

El 13 de enero se produce un deslizamiento en el flanco NE. El 14 o 15, en el flanco SW, mientras la nueva ventana de lava Puertecito se abre en la base SW, unos 100 m al NNW de la ventana Ahuán. El día 19 cesa la emisión de lava en el lado SW de la ventana Mesa de los Hornitos y la ventana Nuevo Sapicho (o Nuevo Juatita) se forma en la base del flanco NE y permanece activa por 3 años, hasta terminar la erupción en 1952 (Luhr y Simkin, 1993).

El día 15 de febrero cesa abruptamente la salida de piroclastos (Luhr y Simkin, 1993). El 20 de febrero de 1947. Fries y Celedonio Gutiérrez estiman la altura del cono, en su cuarto año, en 360 m sobre la base original y 260 m sobre la lava en el N; en el S de sólo 150 m (Seegerstrom, 1950; Luhr y Simkin, 1993).

El día 25 se produce una fuerte erupción de piroclastos con un cese abrupto, y del 1 al 10 de marzo continúa débilmente para reactivarse el día 15 (Wilcox, 1947b).

El día 2 de marzo cesa la efusión de lava en el lado SW (ventana Puertecito) y se incrementa en la ventana NE (ventana Juatita) con mayor actividad piroclástica (Luhr y Simkin, 1993).

El 13 de abril surge una gigantesca fuente de lava en la base NE (Luhr y Simkin, 1993).

La producción de piroclastos fue errática en mayo, junio y julio de 1947, con emisión de gran cantidad de vapores y cambiando de emisión de piroclastos a vapores. La forma del cono, el 9 de junio la observa Samuel Shoup-Oropeza quien reporta que el fondo del cráter se encontraba unos 150 m abajo de la cima, y el borde SW era escarpado. Las ventanas medían aproximadamente 1 m de diámetro. El pilotaje de las lavas sucesivas produjo decrecimiento en el relieve del cono (Wilcox, 1948, en Luhr y Simkin, 1993).

Tabla 26. Dimensiones del cono de mayo 1945 a junio de 1947 por Luhr y Simkin (1993).

Localidad	Elevación m		Incremento m
	Mayo 1945	Junio 1947	
Borde, Pico oeste	2730	2756	26
Silla NE	2710	2737	27
Pico este	2740	2760	20
Borde, Pico oeste	2490	2584	94
Silla NE	2460	2540	80
Pico este	2545	2638	93

Continúan variaciones en la erupción de piroclastos en agosto y noviembre. En los meses de octubre y noviembre se presentan a veces varias ventanas en el cráter, abiertas simultáneamente (Wilcox, 1948 en Luhr y Simkin, 1993).

Los días 10 y 11 de agosto tienen lugar explosiones de intensidad extraordinaria. Para esta fecha toda la vegetación había desaparecido en un radio de 10 km a lo lejos del cono. Los días 14 al 19, flujos de la ventana SW se expanden al N, alrededor del lado W del cono (Luhr y Simkin, 1993).

El primero de septiembre hay una reapertura de la ventana Ahuán, la cual comienza a ser la principal productora de lava. El 26 de septiembre, una sola explosión arroja bombas a distancias tan lejanas como la base del Cerro Canicjuata (Luhr y Simkin, 1993; Wilcox, 1948 en Luhr y Simkin, 1993).

El 9 de octubre cesa la producción de lava de la ventana Nuevo Juatita en el flanco NE. El 20 de octubre, el borde interno del cono construido por meses, pasa a ser el borde externo y el cono incrementa rápidamente su altura. La forma externa del cono permanece igual desde fines de octubre hasta el final de la erupción en 1952 (Luhr y Simkin, 1993).

A inicios de noviembre de 1947 se abre una ventana temporal de piroclastos en la cima del deslizamiento SW y se mantiene activa hasta el 15 de noviembre. El diámetro del borde interno el 30 de noviembre fue de 200 m, comparado con los 300 del borde externo (Luhr y Simkin, 1993; Wilcox, 1948 en Luhr y Simkin, 1993).

En diciembre los últimos remanentes del Sapichu son sepultados por la lava de la ventana SW. Bullard (1984), sin embargo, sostiene que el Sapichu fue sepultado en el verano de 1946 (Luhr y Simkin, 1993). La actividad del cono fue errática con raros periodos de actividad. Así, en su cuarto año el volcán presenta la misma intensidad que el año anterior, con una casi constante salida de lava e intermitente actividad piroclástica (Wilcox, 1948).

Con los datos de Wilcox (1948) compilados por Fries (1953) se obtiene la tabla 27 con las siguientes dimensiones para el 31 de diciembre de 1947:

Tabla 27. Dimensiones y volúmenes del cono el 31 de diciembre de 1947 con base en Wilcox (1948) compilados por Fries (1953).

Máxima altura del borde del cráter:	385 m
Promedio de altura del borde del cráter:	376 m
Promedio de diámetro del borde del cráter:	240 m
Promedio de altura de la base sobre el terreno:	212 m
Promedio calculado del diámetro de la base:	770 m
Promedio de profundidad del cráter:	60 m
Total de volumen del cono:	157 millones de m ³

10.1.10 Años 1948-1949

En enero de 1948 la actividad fue errática con raros periodos de fuerte actividad. Frecuentes explosiones de piroclastos, tuvieron lugar, incluso en periodos de débil actividad a la cual seguía generalmente, un cese completo de la misma. La erupción surgió frecuentemente de múltiples ventanas y sólo la del 8 de enero fue emitida por la ventana SW (Wilcox, 1948).

Las bombas formaban canalillos al rodar sobre los flancos del cono, pero no pero no alcanzarían un desarrollo como los barrancos de diciembre de 1947 y enero de 1948, ya que la actividad del cono declina. Cerca de 15 de ellos tenían 3 m de profundidad al ser gradualmente formados por corrientes en el flanco superior NW (Wilcox, 1948).

El 7 de febrero de 1948 se abre una nueva ventana de lava en la base NE (que en realidad es la reapertura de la ventana Nuevo Juatita, la cual pasó a ser desde el día 12 de febrero la principal productora de lava, hasta el final de la erupción, cuando se silencia la ventana Ahuán y la actividad del cono se vuelve notablemente menos errática y la relación de bombas y ceniza decrece gradualmente. Los despliegues nocturnos se vuelven menos espectaculares. El 17 de febrero el cráter tenía la forma de un embudo somero de 60 m de profundidad y la ventana activa era la SW. El 20 de febrero, de acuerdo con Ivan Wilson, el cráter tal vez tenía 75 m de profundidad. Sobre una línea NE-SW en el fondo se abrían 3 ventanas, de las cuales sólo la central de 5 m de diámetro estaba activa (Wilcox, 1948).

El crecimiento general del cono llega a su fin en febrero de 1948 con el comienzo de una fase de sumersión. Decrece probablemente 5 m el borde NE después del 31 de enero por deslizamientos (Wilcox, 1948 en Luhr y Simkin, 1993).

Tabla 28. Dimensiones del cono de noviembre de 1947 a mayo de 1949 por Wilcox (1948) y Fries (1950).

Fecha	Pico oeste (m)	punto más bajo en el borde este (m)	Pico este (m)
29 de noviembre de 1947	2775.4	2768.9	2781.9
31 de diciembre de 1947	2778.4	2768.1	2782.7
31 de enero de 1948	2782.9	2771.2	2787.3
9 de febrero de 1948	2765.8
19 de febrero de 1948	2751.8
29 de febrero de 1948	2778.4	2751.8	2777
31 de marzo de 1948	2773.2	2754.9	2775
31 de julio de 1948	2770.9	2739.5	2772.6
4 de septiembre de 1948	2770.8	2741	2771.7
1 de octubre de 1948	2772.2	2741	2768.6
19 de noviembre de 1948	2772.3	2741.1	2771.8
31 de enero de 1949	2772.7	2755.4	2769.1
1 de abril de 1949	2772.2	2757.9	2770.1
20 de mayo 20 de 1949	2772.2	2757.9	2771.7

El 11 de marzo de 1948 el cono tenía más de 100 m de profundidad y 2 ventanas estaban activas (Wilcox, 1948).

A inicios y mediados de abril se colapsa el área de la ventana inactiva Puertecito (SW) y consiguientemente se presenta un deslizamiento en ese flanco del cono principal (Luhr y Simkin, 1993).

El 17 de mayo de 1948 se observa una única ventana, obstruida con lava viscosa, lanzando vapores periódicamente. Los bordes NE y SW eran bajos y los bordes NW y SE estaban como 70 m encima de la cuenca. Sólo cambios menores ocurren en el exterior, a excepción del deslizamiento del flanco SW, facilitado por la ventana Puertecito. En el ascenso del 19 de mayo se observaron dos ventanas en el centro del cráter (Wilcox y Gutiérrez 1948 en Luhr y Simkin, 1993; Fries, 1950). Para el 25 de mayo, fuertes explosiones arrojan bombas hasta a 1 km de distancia, al NW de la ventana principal (Luhr y Simkin, 1993).

Del primero de agosto de 1948, al 30 de junio de 1949, el ascenso del labio NE del cráter refleja la caída de piroclastos después del deslizamiento que acompañó la apertura de la ventana NE, en febrero de 1948. El flanco NE siguió deslizándose, posiblemente por erosión del techo de lava, o parcial obturación de la ventana de lava y su fuerza al reabrirse empujaba al flanco. Menores deslizamientos ocurren el 12 de agosto, 14 de octubre, 28 de noviembre de 1948 y 16 de febrero de 1949, pero de ahí hasta junio de 1949 no se notaron consecuencias de los movimientos (Fries, 1950).

Del 4 al 9 de enero se presentan tremendas explosiones que se escucharon hasta 200 km a lo lejos (Luhr y Simkin, 1993). La depresión SW en la base, formada por la ventana colapsada en abril de 1948, se rellena gradualmente de piroclastos. La lava fluye hacia el NE, sepultando parte de la base del cono. El cráter continuó mostrando una gran variación en forma y profundidad. En el ascenso del 27 de enero de 1949, la erupción fue tan violenta que no se pudo observar todo el cráter, pero la parte central parecía tener una depresión de 40 m de profundidad, situada en el centro del cono, rodeada de amplias terrazas a algunos metros abajo del borde externo (Fries, 1950, Fries y Gutiérrez, 1950a en Luhr y Simkin, 1993).

El 30 de marzo de 1949 las terrazas fueron ampliadas y la depresión central pierde profundidad, alcanzando no más de 25 m. En el ascenso del 19 de mayo de 1949 las terrazas seguían estrechas y a la misma altura que el borde externo. La erupción se producía por 2 conductos alineados en dirección NE y separados por un borde estrecho y pequeño. El fondo de la doble depresión estaba a 20 m abajo del labio NE y mostraba las 2 pequeñas gargantas de 3 m de diámetro, la ventana SW emitía ceniza y la ventana NE vapores. El 13 de junio las explosiones arrojan bloques a 1 km del cono (situaciones similares se habían dado en los días 2 y 5 de abril, 13 de mayo y 11, 13, 20 y 28-30 de junio de 1949). El 3 y 4 de julio se detiene brevemente la actividad en la ventana Nuevo Juatita y se reabre la ventana Puertecito, lo que se acompaña por un deslizamiento en el flanco SW. En el ascenso del 6 de julio de 1949 la parte central del cráter se ve ocupada por una elevación cónica y la parte baja del interior del cráter no se encontraba a más de 5 o 6 m abajo de la parte deprimida del labio. (Fries y Gutiérrez, 1950a en Luhr y Simkin, 1993; Fries, 1950; Luhr y Simkin, 1993).

Del primero de julio al 31 de diciembre de 1949 la erupción del cráter fue extremadamente variable de hora en hora, la columna alcanza 3 km sólo en 8 días de julio, 1 en agosto y 3 en octubre, la inactividad fue más usual. El 28 de noviembre la actividad cesa completamente por una hora. El 23 de diciembre por dos horas, siendo frecuentes periodos de 20 minutos. Declina aún más la caída de ceniza, misma que registra sólo 1.8 mm en la estación Cuzeño, en contraste con los 5.3 mm de 1948. La columna era invisible a más de 100 m de altura. En el ascenso del 14 de noviembre Celedonio Gutiérrez observa 2 columnas visibles y encuentra la ventana NE detenida en su emisión y nuevamente abierta al día siguiente. Explosiones inusuales el 5 de agosto, 21 y 28 de noviembre y 24 de diciembre son precedidas por un completo silencio (Fries y Gutiérrez, 1950b en Luhr y Simkin, 1993).

Para Fries y Gutiérrez, la forma externa del cono no cambia considerablemente en la segunda mitad de 1949. El pico E mantiene 2774.2 msnm (más o menos la misma desde octubre de 1947). El pico

W continuó creciendo. asciende 17 m. También crece el borde NE. gracias a que ya no hubo deslizamientos. El flanco SW se mantuvo igual. tal vez debido al deslizamiento. A inicios de julio se desliza el flanco SW. acompañado de la reapertura de la ventana de lava. En noviembre hay un segundo deslizamiento menor. En diciembre. nuevos deslizamientos sugieren movimientos de lava. El 14 de diciembre las pendientes externas N, NW y W son de 34°, que representan 2 o 3° más que las encontradas en el verano de 1943 (Fries y Gutiérrez. 1950b en Luhr y Simkin. 1993).

Los ascensos el 7 de julio. 18 de octubre 18, 14 y 17 de noviembre y 14 de diciembre señalan que una elevación cónica que ocupaba el centro fue destruida posiblemente por las explosiones del 5 de agosto. El 18 de octubre la forma del cráter era de un hueco en forma oval. de 25 m de profundidad. El 14 de noviembre había 2 huecos con un pequeño parteaguas. el SW de 10 m de diámetro. del cual salía la erupción. El 17 de noviembre la actividad seguía igual y aparece una ventana de 2 m y a 15 m al NW de la ventana principal SW. se inicia un deslizamiento circular cerca del labio SW o borde deprimido del cráter. El 14 de diciembre sólo hay un hoyo presente, pero por la intensa actividad no se observó el fondo (Fries y Gutiérrez. 1950b en Luhr y Simkin, 1993).

10.1.11 Año de 1950

Del primero de enero al 30 de junio de 1950 la actividad sigue errática. sin embargo, enero y febrero se caracterizan por tremendas explosiones, con expulsión de gran cantidad de fragmentos de roca y lava pastosa, precedidos por varios minutos de completa inactividad. Ocurren en más de 15 días de estos dos meses y declinan en los meses posteriores, así como la caída de ceniza (Fries y Gutiérrez, 1951a en Luhr y Simkin, 1993; Luhr y Simkin, 1993).

El 16 de febrero la columna alcanza los 4 km por encima de la cima. Las mediciones de ceniza en la estación Cuezño mostraron un decrecimiento constante, para el periodo de 3 años, de julio 1947 a junio 1950, el total fue de sólo 51.9 mm, comparado con los 480 mm para los 3 años y 8 meses de febrero 1943 a octubre 1946. El 21 de febrero. Fries y Gutiérrez obtienen una altitud de 2795.1 m para el pico

oeste. con lo que el cono es estimado en 397 m (Luhr aplica la base 2385 m. por lo que el cono tendría una altura de 410 m) (Fries y Gutiérrez. 1951a en Luhr y Simkin. 1993).

En marzo y abril la actividad fue moderada. En mayo y junio las explosiones fueron poco frecuentes. con continuidad de salida de gases blancos y amarillos y pequeñas cantidades de fragmentos de roca. así como descargas eléctricas en la columna. El cono sólo tenía una ventana activa. sin embargo. a inicios y fines de junio. Gutiérrez y Williams reportan que había 2 ventanas activas. pero independientes. En el ascenso de Fries. el 28 de abril y 7 de julio. encuentra un cráter de 20 m de profundidad elongado al NW-SE (Fries y Gutiérrez. 1951a. en Luhr y Simkin. 1993).

La forma externa del cono se mantiene hasta la primera mitad de 1950. Continúan los deslizamientos del flanco NE en enero, febrero y abril, manteniendo la forma deprimida. El 2 de abril a las 6 horas. una ventana se abre en la ladera media del flanco NE. arrojando por media hora. densos vapores. ceniza. rocas y lava. Tal erupción fue simultánea y casi de la misma magnitud que la de la ventana principal del volcán. El flanco SW siguió deprimido por los pequeños deslizamientos causados por las explosiones de enero, febrero y abril y también porque la salida de materiales ya no fue tan grande para corregir la geometría. Para el 28 de abril Fries y Gutiérrez miden una altura de 2796.6 m. por lo que el cono tendría unos 412 m (Fries y Gutiérrez, 1951a en Luhr y Simkin, 1993; Luhr y Simkin, 1993).

Luhr y Simkin (1993, p. 169) presenta en las tablas 29 y 30 la compilación de datos de elevaciones y los cambios de altura del Parícutin desde 1943 a 1950:

Tabla 29. Dimensiones del cono de febrero a julio de 1950 determinadas con alidade desde la estación Cuezño por Fries y Gutiérrez (1951a) con exactitudes de ± 1.5 m

Fecha 1950	Pico oeste	Punto más bajo del borde noreste (punto registrado en previas publicaciones de reportes de actividad)	Pico externo este (Punto sobre el borde del cráter interno; La distancia horizontal desde la estación Cuezño: 5240 m)	Pico interno este
21 de febrero	2795.1	2770.8	2772.7	2783.5
28 de abril	2796.6	2770.8	2774.2	2783.5
7 de julio	2796.6	2766.3	2774.2	2780.5

Tabla 30. Dimensiones e incrementos de altitud del cono en distintos periodos.

Fecha	Altura del cono m	Incremento en altura entre las fecha mostradas	Periodo de tiempo transcurrido
23 de febrero, 1943	44	44	3 días
9 de junio de 1943	198	336 { 154	3 ½ mes } 1 año
20 de febrero de 1944	336		8 ½ mes
20 de febrero de 1947	360	24	3 años
21 de febrero de 1950	397	61 {	} 6 años
		37	3 años

La máxima altura del cono se reconoce el 21 de febrero de 1950. con 397 m. en comparación con los 360 m del mismo día en 1947. y 336 m de 1944. En los 3 primeros años alcanza 24 m y para los siguientes tres años asciende 37 m. lo que sugiere a los investigadores que el decremento de materiales gruesos de piroclastos no fue tan grande en volumen, como lo fue para la ceniza fina. El máximo diámetro de la base, en sentido NW a SE, fue de 1100 m en febrero de 1946 y el mínimo de 950 m. mientras que en la actualidad es de 940 m máximo y 700 m el mínimo. El diámetro máximo del borde fue de 400 en febrero de 1946 y en la actualidad es de 280 m, decrecimiento debido al apilamiento de lava sobre las laderas bajas (Fries y Gutiérrez, 1951a en Luhr y Simkin, 1993).

Del primero de julio al 31 de diciembre de 1950, breves periodos de intensa actividad ocurren de vez en vez. la columna alcanza los 3 km en un día en julio, agosto, septiembre y noviembre, promediando en 6 meses los 1500 m. En las fuertes erupciones los bloques son lanzados a 500-800 m por encima de la cima. En esta segunda mitad de 1950, con mediciones barográficas en el Cuezño, se obtiene una frecuencia burda de las erupciones explosivas, 45 en total, de las cuales 3 fueron muy intensas (Fries y Gutiérrez, 1951b en Luhr y Simkin, 1993, Fries, 1952b).

Como se ha mencionado, el 7 de julio, Fries describe un cráter de 20 m de profundidad, elongado al NW-SE, con una altura de 412 m. El 18 de julio, Gutiérrez encuentra un cráter de 20 m de profundidad con respecto a la silla del labio NE, mismo que se originó de la erupción de una garganta de 9 m de diámetro, y otra como a 10 m hacia el SE, se encontraba rellena y brillante. Con el ascenso del 27 de agosto se observó en el cráter una depresión redonda, con una sola garganta eruptiva en el centro, mientras que las paredes del sureste se hallaban fracturadas y aparentemente deslizadas (Fries y Gutiérrez, 1951b en Luhr y Simkin, 1993).

En octubre de 1950. la boca situada hacia el E. misma que presentaba erupción gaseosa. se cierra. mientras que la que quedó abierta. se mantiene arrojando sin mezclar erupciones piroclásticas débiles y erupciones de vapor de agua (Atl. 1950).

El 19 de noviembre una ventana se abre en el borde NE. deslizando débilmente este flanco. pero es arreglado por la caída de nuevo material. La base del cono medía 940 m de NW a SE y 600 m de NE a SW. debido al cubrimiento de lava de la ventana Nuevo Juatita. El borde del cráter medía 220 m de NW a SE (Fries y Gutiérrez. 1951b en Luhr y Simkin. 1993).

La forma exterior del cono era similar en diciembre de 1950. sin cambios en el flanco SW. sólo más redondeada por acumulación (Fries y Gutiérrez. 1951b en Luhr y Simkin. 1993).

10.1.12 Año de 1951

El 20 de febrero. en el octavo aniversario del volcán, la forma era similar a la descrita en los reportes de Fries y Gutiérrez de 1951. En el ascenso de Fries el 27 de febrero observa un cráter de 30 m de profundidad. relativo a la silla del labio NE, un fondo redondo de 12 m de diámetro, rodeado de una fractura circular. El fondo, como una pasta rojiza, pero sin considerase un lago de lava. El 10 de marzo una doble columna indicaba la presencia de una segunda salida. la cual sólo duró unos días (Fries. 1952a).

En un segundo ascenso el 7 de mayo. se observa que el cráter tenía 50 m de profundidad abajo de la silla del labio NE y contenía una garganta de 12 a 14 m de largo y 8 m de ancho. con orientación NE-SW. El 12 de mayo a las 8.30 h comenzó a formarse una depresión en la parte baja del flanco NE del cono y pronto inició la erupción (formando la llamada ventana número 1), la parte baja de esta ventana se localizaba a 11 m por arriba de la cima de la montaña de lava de la ventana Nuevo Juatita (Fries. 1952a).

El 18 de mayo la silla NE del cráter comienza a romperse y a deslizar. El 25 de mayo Fries visita el cráter y encuentra que la ventana número 1 había declinado y el cráter estaba radicalmente alterado. con todas las paredes rotas en segmentos. los cuales se deslizaron gradualmente hacia el fondo. La silla NE se

encontraba 10 m abajo de lo que estaba anteriormente y se observó también un gran deslizamiento del pico interior oriental hacia el fondo. El fondo del cráter se encontraba elongado de NE a SW. Una garganta de cerca de 1 m de diámetro, rodeada por material de color rojo, ocupaba el lado SW del fondo. El lado NE del fondo mostraba una estrecha ventana de cerca de 8 m de longitud, orientada de NE a SW. Fuertes erupciones venían de esta garganta, mientras que de la pequeña garganta SW surgían principalmente gases. El fondo del cráter se encontraba a sólo 30 m abajo de la silla NE (Fries, 1952a).

En la mañana del 9 de junio una segunda depresión comenzó a formarse en el flanco NE del cono, en un punto localizado a unos 20 m arriba de la ventana número 1. Esta creció rápidamente por frecuentes erupciones con grandes volúmenes de material, formando el flanco del cono. Para fines de junio esta ventana número 2 rivalizaba con el diámetro y la actividad del cráter. Un alto y firme lomo de piroclastos cementado separaba la ventana número 2 del cráter principal, en una posición burdamente equivalente a la formada anteriormente por la silla NE. La parte baja del borde de la ventana número 2 se encontraba a sólo 31 m arriba de la cima de la elevación de la ventana de lava Nuevo Juatita. Los materiales emitidos por la ventana número 2 cubrieron a la número 1 y fue redondeándose el flanco inferior externo del cono. Si la ventana número 2 hubiera continuado hasta coalescer con el cráter principal, entre ambos se hubiera formado un borde circular de 250 m de diámetro. Incluso esta dimensión sería mucho menor al tamaño de cráter de febrero de 1946, cuando alcanzó 400 m de diámetro (Fries, 1952a).

Debido a los drásticos cambios en la forma del cono, Fries tuvo que recalcular todos los puntos para determinar la altitud nuevamente (Tabla 31).

Tabla 31. Dimensiones del cono en la primera mitad de 1951.

1ª mitad de 1951	Elevación (Determinada por alidade de la estación Cuezeño, con una exactitud estimada de ± 2 m)		
	Punto	Marzo 11	Mayo 24
Pico oeste	2807	2807	2810.1
Punto más bajo de borde NE	2783	2773.8
Pico externo este	2786.5
Pico interno este	2800.6
Pico este	2798.5	2798.5

En la segunda mitad de 1951 el volumen de piroclastos y lava se incrementan, interrumpiendo el declive de la actividad, (aproximadamente a los mismos niveles que tenía en 1949) respecto a los 6 meses previos. Es notable la violencia explosiva, 400 explosiones (15 o 20 en algunos días de diciembre) en

contraste con 45 en toda la segunda mitad de 1950. La caída de ceniza también fue mayor. similar a las de 1948. La columna eruptiva alcanzó máximos de 3000 m en julio y agosto. 2500 m en septiembre y octubre y 2800 en noviembre y diciembre (Fries, 1952b).

La ventana número 1 terminó su actividad a finales de junio, pero el 2 de julio nuevamente emite gases de manera intermitentes hasta el 11 de junio cuando cesó y fue rápidamente sepultada. La ventana número 2 continuó activa emitiendo más cenizas y bombas que el propio cráter principal. Al principio del periodo la ventana número 2 estaba separada del cono por un borde inclinado de piroclastos firmemente cementados y el 12 de julio su borde NE estaba solamente 42 m arriba de la cima de la ventana Nuevo Juatita. La ventana número 2 siguió migrando al SW, rompiendo el borde de piroclastos hasta unirse al cono principal el 27 de agosto, ocupando la posición de la garganta NE del cráter que fue sepultada en 1950 (Fries, 1952b).

A fines de diciembre el flanco NE del cono se redondea por piroclastos, y el punto más bajo en el borde NE del cráter alcanza 34 m. El lado del cráter del pico oeste fue gradualmente comido por deslizamientos y explosiones, decreciendo 8 m en ese periodo. El pico oriental alcanza los 7 m por acumulación de piroclastos y al final del periodo tuvo 3 m más que el pico oeste. El 29 de diciembre el borde del cráter tenía un diámetro burdo de 280 m de NW a SE y 260 m de NE a SW (Fries, 1952b).

La tabla 32 muestra algunas dimensiones del cono para la segunda mitad de 1951 tomadas por de Fries y Gutiérrez (1952b).

Tabla 32. Dimensiones del cono en la segunda mitad de 1951 medida con alidade desde la estación Cuzeño con exactitudes de +/- 2m. (Fries, 1952b, p. 730).

2ª mitad de 1951	Elevación (Determinada por alidade de la estación Cuzzeño, con una exactitud estimada de +/- 2 m)			
	Punto	12 de julio	25 de agosto	14 de noviembre
Pico oeste	2810.1	2812.5	2805.5	2802.3
Punto más bajo de borde NE	2717.8	2735.1	2753.2	2751.5
Pico este	2798.5	2801.6	2803.3	2805.3

10.1.13 Años 1952-1997

Tal como describen Fries y Gutiérrez (1954, p 489, citados por Bullard, 1950): “En la madrugada del 1 de enero de 1952 ambos cráteres eran activos y de intensidad casi igual. A veces las erupciones eran simultáneas y en otras no había relación. El 23 de enero las erupciones presentaron vapores blancos que se alternaron con vapores cargados de ceniza negra sin embargo, tal alternancia no había sido observada antes. Además de las explosiones ordinarias de entre 5 a 15 segundos, se escucharon intensas detonaciones a intervalos irregulares (Bullard, 1950).

El 24 de febrero fue el último día de fuerte actividad eruptiva continua, cesó la emisión de lavas y las fuertes explosiones. Fries (1954, p. 489 citado por Bullard) menciona que alrededor de 305 detonaciones se escucharon entre el primero y el 25 de febrero de 1952 y terminó por completo en la mañana del 25 de febrero. La emisión de ceniza fue similar a la del 18 de marzo de 1943 con depósitos considerables del lado NE. Al día siguiente y los posteriores, a excepción de unas cuantas explosiones intensas, la actividad ocurrió en forma intermitente con una columna de vapor de 1000 m de altura. El 28 de febrero la erupción se produce una por hora y sólo 3 de 10 llevaban piroclastos observables. Condiciones similares se observan el 29 de febrero. El 3 de marzo se registran 3, el 4 de marzo sólo 2 erupciones fueron vistas a las 6.50 y 9.15 horas, esta última, en apariencia, el espasmo final, el cese completo de la actividad después de pequeños estallidos a las 9:15; fueron 9 años y 12 días de vida del Parícutin (Bullard, 1950; Luhr y Simkin, 1993; Fries, 1954 citado por Luhr y Simkin, 1993).

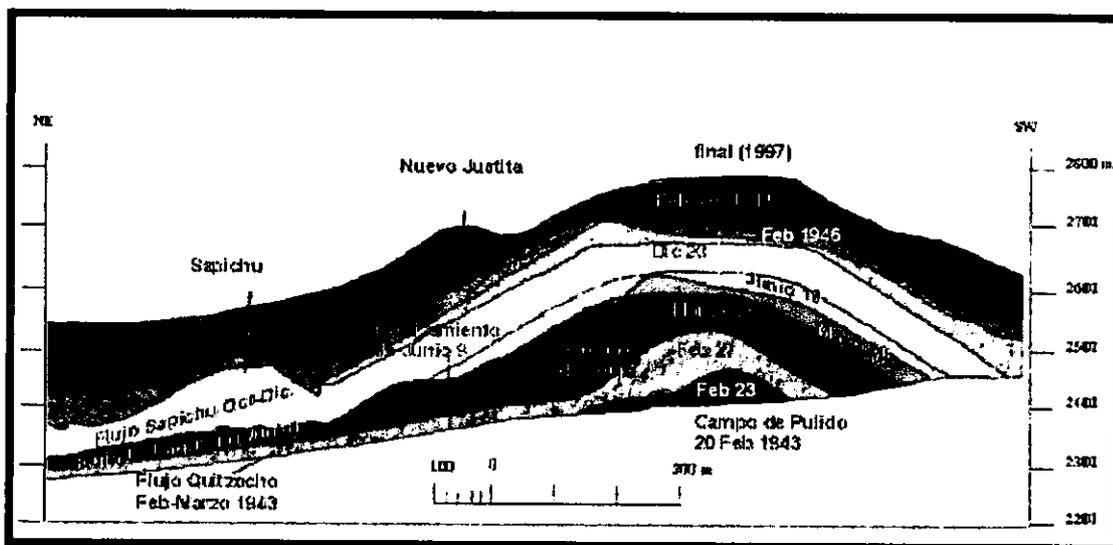


Figura 60. Perfil final del cono. Perfil desde el NW

En los 2 meses finales. la actividad poco afectó la apariencia general externa del cono. Las sillas de los labios del NE y SW y los flancos fueron llenados y redondeados. y ambos picos fueron completamente construidos. El punto más alto es el pico W con menos de 1 m de más que el pico E y como 4 m abajo del que tenía en agosto de 1951. Los 2 picos ascienden a 424 m sobre los terrenos de Pulido (2385 m). El diámetro de base es de 650 m de NE a SW y 900 NW a SE. pero el borde del cráter posee un diámetro de 280 m. La silla del labio NE está 79 m más arriba. en comparación con la cima de la ventana Nuevo Juatita (Fries y Gutiérrez. 1954 en Luhr y Simkin. 1993).

Las dos ventanas del cráter se encuentran alineadas en la usual dirección NE a SW. La ventana NE parece haber tenido de alguna manera una menor intensidad eruptiva en las últimas semanas. en comparación con la ventana SW, ya que su boca no es tan ancha ni profunda. El 8 de marzo de 1952 ascienden Gutiérrez y Jesús Saldaña. observan las dos ventanas detenidas en su actividad. con bloques rojizos que probablemente representaban deslizamientos. El fondo estaba a 30 o 40 m por debajo de las sillas de los labios NE y SW. Las laderas internas SE y NW estaban parcialmente cubiertas de sublimados blancos y amarillos pálidos (Fries y Gutiérrez, 1954 en Luhr y Simkin. 1993).

El 29 de abril de 1952, Fries alquila un aeroplano lo que le permite observar fisuras alrededor de la mitad SW del borde del cráter. y los sublimados presentaban apariencia de nieve. En los siguientes ascensos. Gutiérrez pudo verificar deslizamientos adicionales del flanco interior SW. El 26 de junio de 1952 Gutiérrez observa las fisuras ampliadas en ancho y largo, extendidas incluso hasta los picos E y W. El fondo de la ventana SW se hundió y el flanco interno se deslizó hacia ella. La ventana NE fue ampliamente rellenada por deslizamientos (Fries y Gutiérrez, 1954 en Luhr y Simkin, 1993).

Las alturas para el mes de mayo se muestran en la tabla 33:

Tabla 33. Dimensiones del cono en mayo de 1952, calculadas por Fries con una exactitud de ± 2 m desde la estación Cuzco (Fuente: Fries. 1954. en Luhr y Simkin, 1993, p. 182).

1952	Elevación
Punto	1 de mayo
Pico oeste	2808.6
Punto más bajo de borde NE	2770.3
Pico este	2807.9

Otro ascenso se realizó el 14 de agosto de 1952, donde se observó que los fondos de las ventanas rellenadas parecían continuar hundiéndose y los deslizamientos de los flancos internos del cráter estaban

más avanzados. El ascenso del 5 de noviembre mostró que las fisuras seguían ampliando en ancho y largo. en los flancos interiores continuaban los deslizamientos y las dos ventanas rellenas se hundían más. Esto último causó desestabilidad en las paredes internas del cráter y contribuyó a mantener la casi constante diferencia de elevación entre el fondo y los bordes del mismo. Otro factor que probablemente también influyó, fueron los sismos del 17 y 28 de marzo, el 4, 5 y 11 de abril, el 18, 20, 21, 23 y 25 de mayo, el 18, 21 y 26 de julio, el 18 y 25 de septiembre y el 10 de octubre, pero que sin embargo, no produjeron mayores cambios en el cono (Fries y Gutiérrez, 1954, en Luhr y Simkin, 1993).

Los dos cambios más marcados en 1959, respecto a 1950, fue la presencia de plantas alrededor del borde del cráter (Eggler, 1959b) y la gran cantidad de fisuras y deslizamientos que tenían lugar dentro y hacia afuera del cráter, causando que se ensanchara ligeramente en la base y un poco menos profundo. En 1965 la presencia de abanicos de lapilli, similares a los vistos en 1957 (los cuales se extendían cerca del borde del cráter hacia abajo de las laderas sur y noroeste de la base) sugería una cierta estabilidad del cono. La diferencia más notable entre estas dos fechas fue la ausencia de deslizamientos de rocas casi continuas de las paredes internas del oeste que se daban en 1957. Para estas fechas los materiales piroclásticos seguían siendo muy gruesos y permeables para la formación de flujos que cortaran al cono (Seegerstrom, 1966).

Para 1990, Inbar et al. determinan que la profundidad del cráter decrece de 50 m que tenía en 1957 a 40 m, debido al rellenamiento por deslizamientos de los bordes de las paredes. En 1972 se observan remanentes de ceniza depositada y es casi nula para 1987. También hacen notar la presencia de algunos canalillos en las partes bajas, testigo de erosión fluvial, aunque no encontraron evidencia de un drenaje centrípeto. Otro cambio importante fue la presencia de erosión antrópica sobre el flanco suroeste, producto del constante descenso de los turistas. En 1997 el corredor anteriormente citado presenta una gran profundización (de más de 3 m), con réplicas en las laderas internas y externas norte y sur. Se presentan además, marcadas diferencias de estabilidad dentro de las laderas internas, ocasionadas en parte por la cobertura vegetal, como por procesos hidrotermales que han ocasionado remoción en masa en la ladera sur. En la base existen también diferencias en cuanto a procesos de erosión pluvial producto del arreglo granulométrico y a las variaciones de lluvia y condiciones de fitoestabilidad de las laderas.

10.2 Anexo de suelos

Andosoles	"Los Andosoles son formados por ceniza volcánica rica en cristales y en condiciones húmedas y frías. En las partes de arcilla presentan gran contenido de sustancias radiomorfas. Se encuentran en las pendientes de zonas volcánicas jóvenes y en otras áreas planas, correspondientes generalmente en el fondo de cráteres. Los suelos Andosol son suelos de montaña con bosques y pastizales que presentan gran humedad y porosidad. Su fertilidad natural es buena debido a su alto contenido de sustancias nutritivas minerales asimilables. Se utilizan tanto para la explotación forestal como para la agricultura, y en ellos se deben practicar adecuados métodos de conservación y una fertilización a base de fósforo." Correa, Pérez, G. (1974). <i>Geografía del estado de Michoacán</i> , p. 319.
Ando	"En la literatura bajo el nombre de suelos de "ando" se agrupan suelos minerales en donde la fracción activa está representada por el material amorfo, como los alófanos que representan a un grupo mineral arcilloso. Estos suelos provienen de ceniza volcánica a los que la fracción fina separada presenta una relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ cercana a 10, la cual se considera muy alta." Gutiérrez, R., E. (1979). Variaciones de algunas propiedades físicas y químicas en suelos de ando por la aplicación de abonos orgánicos e inorgánicos. En: Colegio de Posgraduados Centro de Edafología. Los suelos de ando y sus implicaciones en el desarrollo de la sierra tarasca. (p. 41). México:INIA/CIAB.
Andisoles	Término empleado por la Soil Survey Staff, 1990, 1992, para referirse a los suelos derivados de ceniza volcánica. En Shoji, S., Nanzio, M., y Dahlgren, R.A. 1993. <i>Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization</i> . Ed: Elsevier, p 1.
Feozem	"Son suelos de praderas como los Chernozem pero menos oscuros" León, Arteaga, R. (1984). <i>Nueva edafología</i> p 224.
Litosoles	"Los Litosoles son suelos poco desarrollados en rocas duras, en los que persiste el sedimento la influencia del sedimento de la superficie. El Litosol es un suelo que limita a cierta profundidad con una roca continua, dura y coherente. Esta roca puede ser calcárea o una capa de concreción cementada. Se les ha llegado a emplear para la agricultura, pero cuando se agotan no podrán utilizarse para otro tipo de explotación que no sea la de pastos demasiado pobres". Correa, Pérez, G. (1974). <i>Geografía del estado de Michoacán</i> , p. 318.
Horizonte ócrico	"Del griego <i>ochros</i> , pálido; connotativo de suelos con superficie ligeramente coloreada". Flores, Díaz, A. (1974). Los suelos de la República Mexicana. <i>El escenario geográfico</i> , p 71
Horizonte húmico	"Del latín <i>humus</i> , tierra; connotativo de capas superficiales ricas en materia orgánica". Flores, Díaz, A. (1974). Los suelos de la República Mexicana. <i>El escenario geográfico</i> , p. 72.
Horizonte háplico	"Del griego <i>haplos</i> , sencillo; connotativo de suelos con una secuencia normal y sencilla de horizontes". Flores, Díaz, A. (1974). Los suelos de la República Mexicana. <i>El escenario geográfico</i> , p.72.
Horizonte districo	"Del griego <i>dys</i> , malo; <i>dystropic</i> , infertil". Flores, Díaz, A. (1974). Los suelos de la República Mexicana. <i>El escenario geográfico</i> , p.70.
Inceptisol y andéptico	Los términos inceptisol y andéptico pertenecen a la clasificación Taxonómica de Estados Unidos o 7a aproximación y su importancia para el Estado de Michoacán así es expresada por M. Aceves y N. Aguilera en el VI congreso Nacional de Geografía, citados por Correa, 1974 y 1979. La <i>U.S. Department of Agriculture Soil Conservation Service</i> en su libro de taxonomía de suelos 1981 define el término <i>inceptisol</i> como suelos con uno o más horizontes pedogenéticos de alteración o concentración, pero sin otra acumulación translocables que carbonatos o sílices amorfos, usualmente con humedad disponible para las plantas durante más de la mitad del año o por más de tres meses consecutivos y a los <i>andépticos</i> como inceptisoles, formados de ceniza volcánica u otras rocas piroclásticas, pero alguno también se desarrollan sobre rocas sedimentarias. Presentan más o menos un amigable drenaje con bajo volumen de densidad y una apreciable cantidad de alófanos que permite una alta capacidad de intercambio.
Regosoles	"Los Regosoles son suelos poco desarrollados, formados por materiales no consolidados y blandos, exceptuando los materiales aluviales recientes y las arenas ferrosas. Presentan muy poco contenido de materia orgánica en el horizonte A. Los Regosoles en regiones volcánicas se usan para pastoreo, y los frutales, en las porciones inferiores de las vertientes. Necesitan de prácticas de conservación para el control de la salinidad y la erosión eólica". Correa, Pérez, G. (1974). <i>Geografía del estado de Michoacán</i> , p. 319.

10.3 Anexo de vegetación

Aile (<i>Alnus jorullensis</i> H.B.K.)	"Árhol de 3-6 m de corteza liza, gruesa y rojiza por dentro; hojas oblongas u obovadas, aserradas de 7-13 cm; flores apétalas, unisexuales; fruto un conito escamoso". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 39
Caíasa (<i>Crataegus mexicana</i>)	"Lengua tarasca que significa Tejocote". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 133
Carretilla (<i>Almendicago denticulata</i> Willd.)	"Leguminosa". Martínez, M., (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 1161
Cereso, capulín (<i>Prunus capuli</i>)	"Árhol de 10 a 15 m; hojas laceoladas, acerradas; flores blancas en amentos; fruto negro o rojizo, comestible, con una semilla". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 157.
Doradilla (<i>Selaginella cuspidata</i>)	No se encontró la especie, pero posiblemente sea similar a la <i>Selaginella rupestris</i> que es una "Planta pequeña que vive en lugares pedregosos: frondas divididas y extendidas, dispuestas en roseta. En la época de sequía se encorvan hacia el centro formando una bola; si se pone en agua, después de poco tiempo verdecen y se extienden". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 317.
Encino Blanco, Urápiti (<i>Quercus alba</i>)	No se encontró la descripción de esta especie, pero posiblemente se trate del <i>Quercus castanea</i> Née el cual es un "Árhol de hojas elíptico-lanceoladas a oblongas de 7-9cm; aserradas hacia la parte superior, con denticillos agudos, bellota redondeada ovoide de 10 mm". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 325
Encino colorado, Charápiti (<i>Quercus uruapensis</i> Trel.)	No se encontró la descripción de esta especie, pero posiblemente se trate del <i>Quercus castanea</i> Née o del <i>Quercus elliptica</i> Née que es un "Árhol de 7-12 m; hojas elípticas u obovadas de 8-12 y hasta 16 cm, con ápice redondeado-obtuso. lisas; fruto bianual, solitario y sésil". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 326
Encino charrasquilla, enano (<i>Quercus microphylla</i> Née)	"Especie de encino enano de 30 cm a 1.8 m muy ramificado; hojas de forma variable, generalmente ovales o lanceoladas de 3-4 cm; bellota ovoide de 15 mm". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 327
Encino chilillo, laurentillo o capulincillo (<i>Quercus ocotafolia</i> Liemb.)	"Árbolillo de hojas lanceoladas, agudas, de 8-10 cm enteras o con pocos dientes, brillantes y lisas en ambas caras; bellotas de unos 10 mm". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 326
Encino negro o amarillo (<i>Quercus castanea</i> Née)	"Árhol de hojas elíptico-lanceoladas a oblongas; algo ensanchadas, agudas, con punta filiforme, aserrado -aristadas, de 7-9 cm; bellota redondeado-ovoide de 10 mm". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 324
Encino roble, cusí (<i>Quercus albocincta</i> Trel.)	"Árhol de hojas caedizas, agudas, de 10-15 cm, toscamente aserradas, con los dientes terminados en puntas filiformes; peciolo largo". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 253.
Escobilla (<i>Baccharis conferta</i> H.B.K.)	"Arbusto ramoso de unos 2 m, con hojas cuneadas o rómbicas, de 1-2 cm, el borde con 3-5 dientes; flores en cazuelas sésiles, con el vilano blanco-piloso". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 334
Fusia (<i>Fuchsia</i> spp.)	"Planta arbustiva de hojas opuestas, con las flores colgantes, el ovario inferior y el cáliz colorido, estambres salientes. Hay especies silvestres y cultivadas". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 361
Garbanzillo (<i>Lupinus elegans</i>)	"Plata herbácea de 1 m o algo más, hojas palmeado-estrelladas; flores azules con blanco, en racimos; fruto vaina hirsuta elástica. Vive en lugares montañosos elevados". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 367
Gramma (<i>Cathestecum erectum</i>)	"Este nombre se aplica a muy diversos pastos que cubren las llanuras, unos silvestres y otros naturalizados o cultivados." Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 374.
Hierba de barretero, Tepechia (<i>Monnina xalapensis</i> , <i>Salvia</i> spp)	"Planta herbácea, vellosa de tallos angulosos, y hojas ovadas, opuestas; flores bilabiadas azules". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 869
Jaboncillo, Palo cuchar (<i>Alnus jorullensis</i> , <i>Clethra mexicana</i>)	"Árbolillo de hasta 9 m con las ramillas moreno-tomentosas; hojas obovadas a ovales de 6-20 cm de largo por 4-10 de ancho, a veces aserradas, densamente tomentosas abajo; flores aromáticas, blancas de 5 pétalos imbricados; estambres 10; fruto una cápsula trilobada". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 483
Jarilla (<i>Senecio calcaricus</i> H.B.K.)	"Arbusto de 1 m o menos, blanco-tomentoso, de hojas linear-lanceoladas, de 2-10 cm, agudas y coriáceas blanco tomentosas abajo; flores en cabezuelas amarillas." Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 487
Madroños (<i>Arbutus xalapensis</i> H.B.K.)	"Arbusto o árbol hasta de 15 m de corteza rojiza que se desprende en láminas apergaminaadas; hojas oblongas ovadas o oblongadas u ovales de 3-10 cm. A veces acerradas y tomentosas abajo; flores blancas en forma de jarrita; fruto una baya globosa, roja de 8 mm". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 556
Mano de león (<i>Geranium mexicanum</i>)	"Planta herbácea de hojas largamente pecioladas, con la lámina orbicular, partida, flores rosadas, con 5 pétalos y 10 estambres fértiles; fruto con 1 pico y los frutos en filamentos encorvados hacia afuera". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 574
Ocuro (<i>Baccharis</i> spp)	Arbusto de regiones frías, ramos de hojas picudas, de contorno oval, cuneadas; flores en cabezuelas con el vilano blanco-piloso". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 648
Oreja de ratón (<i>Dichondra argentea</i>)	"Planta herbácea, rastrera de hojas reniformes, sedoso plateadas, más o menos de 1 cm; flores verdosas". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 656
Oyamel o Pinabete o Tucum (<i>Abies religiosa</i> (H.B.K.) Sch. et Cham.)	"Árhol grande de ramillas en cruz, hojas lineares y agudas, de 2-3.5 cm; flores masculinas en conillos de 12-14 mm. De color violáceo; conos erguidos, cilindro oblongas, resinoso, de 10 a 16 cm. De largo por 4-6 de ancho con escamas cuneadas de 28-35 mm. Redondeadas y erosio-denticuladas con brácteas salientes de punta triangular aguda, semillas cuneado-oblongas de 9-10 mm, con vesículas resiníferas. Madera ligera y poco durable. Se usa para fabricar papel" Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 660.

Palo de Mula (<i>Momina xalapensis</i>)	"Subar busto de unos 2 m con hojas alternas, oblanceoladas u obovadas, elípticas de 3-8.5 cm con dientes diminutos; flores en racimos de 8-10 cm; el cáliz con 5 sépalos, dos de ellos petaloídes, pétalos 5, los inferiores forman una quilla y los 2 superiores unidos con el androceo; estambres 8, unidos en tubo; fruto dupáceo, de unos 8 mm; negro violáceo." Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 690.
Pata de gallo (<i>Cynodon dactylon</i>)	"Especie de pasto forrajero, estoloi fero de hojas de 1-10 cm de largo por 2-3 mm de ancho; inflorescencia de 4-5 espigas digitadas de 4 cm" Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 714
Pichecua. Pitzcua (<i>Solanum spp</i>)	"Planta herbácea de más o menos 1 m; hojas alternas, ovadas; flores monopetalícas, blanco verdosas y fruto una baya globosa, oscura de unos 10 mm, comestible, acompañada de cáliz abierto". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 735
Pino Colorado (<i>Pinus teocote</i> Sch. et Cham.)	"Arbol resinoso de 10-20 m; hojas en grupos de 3, tiesas de 10-12 cm. Caedizas: cono ovoide u ovoide cónico de 4 a 5.7 cm". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 743.
Pino Chino (<i>Pinus leiophylla</i> Sch. et Cham.)	"Arbol resinoso de 15-25 m; con retoños a lo largo del tronco; hojas en grupos de 5, delgadas, de 8-13 cm, con vaina caediza; cono ovoide de 4-6 cm, persistente". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 744.
Pino Lacio (<i>Pinus michoacana</i> Martínez)	"Arbol resinoso de 20-30 m; hojas en grupos de 5 a veces 6 en algunos, fascículos de 30 a 35 cm, ásperos y fuertes, con vainas oscuras de 25 a 30 mm; conos ovoide-cónicos o cilíndricos-cónicos de 25-30 cm, por pares o en grupos de 3, a veces solitarios" Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 744.
Pino Moctezuma (<i>Pinus montezumae</i> Lamb.)	"Arbol de 20-30 m, de corteza muy áspera; hojas en grupos de 5 (a veces 4, 6 o 7), de 14-27 cm, a veces hasta de 37, extendidas o colgantes, gruesas, con vainas de 10-20 mm; conos ovoide-cónicos u oblongo-cónicos, ligeramente encorvados, de 8.5 a 15 cm. Por pares o en grupos de 3" Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 744
Pino Ortiguillo (<i>Pinus pseudostrobus</i> Lindl.)	"Arbol resinoso de 15-25 m; hojas en fascículos de 5, delgados, de 17-24 cm, brácteas alargadas y pegadas a las ramillas, cono largamente ovoide de 8 a 11 cm, caedizo" Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 745
Romero (<i>Rosmarinus officinalis</i>)	"Arbusto de unos 2 m, hojas lineares opuestas, coriáceas, de unos 2 cm, aromáticas blanquecinas abajo; flores bilabiadas de color lila." Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 785
Tanurite (<i>Chenopodium argentea</i>)	No se encontró, pero posiblemente sea del género <i>Chenopodium</i> la cual es una planta herbácea de hojas alternadas. Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 762.
Tepamo (<i>Acacia pennatula</i> Schl. et Cham.)	"Arbusto de 5-6 m, espinoso, pubescente; hojas con pinas numerosas y hojuelas amontonadas de 1-2 mm; flores amarillas o anaranjadas, en cabezuelas; fruto una vaina de 7-13 cm, con valvas gruesas y duras". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 868
Tepozán (<i>Buddleia cordata</i> H.B.K.)	"Arbusto o arbolillo de 4.5 a 6 m de hojas largamente pecioladas, angostamente lanceoladas a ovadas, de 8 a 30 cm agudas o atenuadas, base generalmente subcordada, borde entero o serrulado, tormentosas; flores en cabezuelas colocadas en panículas terminales". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 874
Uña de Gato (<i>Pisonia ocaleata</i>)	"Arbusto muy ramificado, espinoso, a veces semitrepador, hojas de forma variable, de 2-10 cm; flores unisexuales, pequeñas aromáticas; fruto anguloso de 9 a 12 mm, viscoso." Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 943.
Yerba de la Golondrina (<i>Euforbia maculata</i>)	No se encontró pero posiblemente sea <i>Euphorbia maculata</i> la cual es una "planta herbácea rastrera y extendida, con jugo lechoso; hojas ovales con 1 mancha roja; fruto una cápsula trilobada". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 178
Zacate (<i>Sporobolus argutus</i>)	No se encontró la especie "Nombre que corresponde a pastos, o sea gramíneas por lo general pequeñas, cultivadas o silvestres que cubren las planicies. Muchas son apreciables plantas forrajeras. Algunas no tienen nombres particulares". Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 1010
Zacatón (<i>Sporobolus wrightii</i> Munro)	"Gramíneas" Martínez, M. (1994). <u>Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas</u> , p. 1014.

10.4 Anexo de teorías volcánica más sobresalientes previas y durante la erupción del volcán Parícutin.

a) Entre las primeras destaca la teoría que admite como origen del vulcanismo la combustión del petróleo y del carbón, y que fue aceptada universalmente en el S. XVIII, denominada neptunista fue expuesta por Werner quien sostenía que todas las rocas cristalinas eran resultado de la precipitación de un océano universal. Para él, los volcanes eran curiosas anomalías ocasionadas por combustiones subterráneas de carbón. Más tarde, en 1763 Desmarest demuestra el origen volcánico y contemporáneo de las rocas basálticas dando origen a la teoría plutonista. Otras apoyaban como causa la evaporación de aguas de infiltración al contacto con el fuego interno, donde se habla de núcleos de fuego u hogueras en oquedades de la litosfera y alimentan a los volcanes (Atl. 1950; Valencia, 1943; Williams, 1979).

b) A finales del siglo XVIII y principios del XIX vivía la controversia entre los seguidores del barón Von Buch y su teoría de elevación de cráteres o cráteres de levantamiento. Suponía que la masa de fusión del interior de la Tierra ejercía presión contra la corteza exterior, la penetraban formando especies de ampollas, se abrían paso y de este modo llegaba a la superficie. Otros representantes de esta tendencia fueron Braco (1895), quien consideraba que todo volcán debía haber comenzado como maar y era independiente de las grietas: Löwl (1886) niega que los volcanes sean dependientes de grietas y dice que su existencia en una región fracturada no prueba de ninguna manera que las erupciones estén ligadas a la línea de fracturas. Todavía en 1943 David L.C. Graton de la Universidad de Harvard, ponía en duda que el Cinturón Volcánico Mexicano fuera debido a alineamientos (Böese, 1899; Graton, 1945).

c) Los defensores de la teoría de grietas preexistentes, según la cual las masas en fusión no tenían fuerza alguna para levantar, sino que salían simplemente siguiendo las grietas de la corteza terrestre. De entre sus representantes está A. Humboldt (1823) quien ya propone la existencia de enormes grietas para explicar la formación del Cinturón Volcánico Mexicano. Suess (1883) con su teoría, el origen de los lacolitos, suponía que las masas eruptivas habían entrado en cavidades ya existentes. En México, los alemanes Felix y Lenk (1891) ven en las condiciones topográficas las pretendidas pendientes rápidas de la mesa de Anáhuac, la vasta mesa central que ocupa la mayor parte de México, la prueba de la existencia de las grietas sobre las cuales deben estar colocados los volcanes (Böese, 1899; Robles Ramos, 1943).

d) Los defensores de las teorías químicas del vulcanismo, como el químico Lemery, quien sostuvo que "La mezcla de las limaduras de hierro y azufre flor, a pesos iguales, convenientemente humedecida en agua, se calienta espontáneamente al grado de dar lugar a violentos desprendimientos de vapor, de proyectar una porción de la materia a una distancia más o menos grande, y hasta de romper la vasija donde se procede a la manipulación". Con ello explicaba los movimientos sísmicos y las erupciones volcánicas en diversos lugares, entre otros el Etna y Vesubio, donde el hierro se mezcla con los yacimientos ferruginosos (Atl. 1950).

e) La teoría de la radiactividad expuesta en 1906 en el Journal de Geology por Patrin y Button. Según ésta, arriba del magma, en la corteza terrestre, hay elementos químicos que de repente por desagregación pueden producir calor intenso, cuyo efecto puede ser la fusión de la roca y la salida y ascenso del magma (Mullerried, 1944).

Tanto la teoría química, como la radiactiva se daban en abundancia en ese momento en el campo de la vulcanología, pero como en épocas anteriores, perderían rápidamente la importancia que habían adquirido (Atl. 1950).

f) Teoría del calor residual. Al respecto, el geólogo americano L. C. Graton consideraba que las relaciones cuantitativas reducían la importancia del calor generado, ya sea por desintegración radiactiva o por reacciones químicas, por lo que la existencia de un calor remanente del globo primitivo era el componente más importante para explicar el vulcanismo. Esta teoría era apoyada con base en principios relacionados con la composición y la dinámica del planeta y están ligadas a fenómenos universales hasta ese momento conocidos. Así, por ejemplo, Murillo (Dr. Atl) menciona "antes se pensaba que las manchas solares de color obscuro eran fenómenos de enfriamiento, pero ahora con los recientes estudios de 1945 y 1946 se ha revelado que esas manchas solares son verdaderas erupciones volcánicas, semejantes en mecánica y aspecto a las terrestres". considera que el origen del vulcanismo en el Sol y la Tierra son idénticos, salvo en magnitud (Atl. 1950).

g) Teoría del gradiente térmico. Por las medidas de temperatura se consideraba factible saber la profundidad a la que era generado el magma. Era cuestión de calcular a qué profundidad se produce la fusión de la roca, considerando que cada 100 m la temperatura aumenta 3 °C, de lo que resultaba a 29 o 30 km (Mullerried, 1944; Robles Ramos, 1943).

h) Teoría de la isostasia. Las investigaciones de Aire y Pratt, primero y después la de Dutton y Bowie, mostraron que los movimientos verticales son una consecuencia de la gravedad de la naturaleza más o menos plástica de la astenosfera: "la isostasia es la condición de equilibrio de la figura a la que la gravedad tiende a reducir el cuerpo de un planeta". Según esta teoría la litosfera debe llegar hasta los 114 km, iniciando una zona de debilitamiento o astenosfera, la cual están sujetas a movimientos diferenciales, cuyo conjunto se ha llamado diastrófico y cuyos movimientos pueden ser acomodamientos verticales en forma de hundimientos y levantamientos, llamados epirogenicos si afectan a grandes zonas continentales. Si estos movimientos se combinan con otros de dirección horizontal que afectan grandes zonas alargadas (geosinclinales) provocan, según se creía, el plegamiento de enormes formaciones de rocas, dando origen a grandes cordilleras (Carreño, 1943).

i) Una teoría poco expuesta en los años cuarentas, pero ya manejada hábidamente por Atl (1950), Carreño (1943), Flores (1943) es la de la teoría de deriva continental, donde suponen que la abundancia de aparatos volcánicos en la zona en estudio, era debida a innumerables fracturas causadas por la deriva continental, dando lugar, en el periodo reciente, a los millares de volcanes del suroeste de Michoacán y de los cuales el Parícutin es el último aparecido. Más tarde, precedida al terminar la Segunda Guerra Mundial, y con el estudio de los fondos marinos, por la teoría de tectónica de placas (Atl. 1950; Maldonado, 1965).

10.4 Animación y tesis digital.

1. INSTALACIÓN

El CD llamado Procesos Geomorfológicos en el Volcán Parícutin, contiene dos archivos denominados **ANIMA.LHA** y **TESIS.LHA**. El primero de ellos contiene una presentación de la tesis en Microsoft PowerPoint 97. El segundo archivo, almacena de manera digital la tesis en Microsoft Word 97. A continuación se listan los pasos para extraer la información a su disco duro.

A) Para extraer la animación.

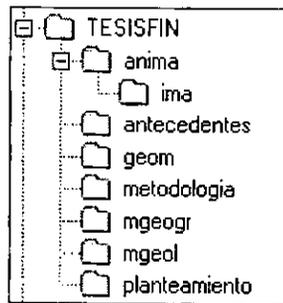
Desde una ventana de MS-DOS, colóquese en la unidad de su CD, bajo el subdirectorio **TESISFIN** y teclee: **LHA X ANIMA.LZH C:** (donde: C es la unidad de disco duro en la que debe quedar). Espacio requerido aproximadamente: 22.5 MB.

B) Para extraer la tesis.

Desde una ventana de MS-DOS, colóquese en la unidad de su CD bajo el subdirectorio **TESISFIN** y teclee: **LHA X TESIS.LZH C:** (donde: C es la unidad de disco duro en la que debe quedar). Espacio requerido aproximadamente: 63.8 MB.

2. CONTENIDO DE LA ANIMACIÓN Y LA TESIS.

Si instaló ambos productos, la estructura de su disco **C:** contendrá los siguientes subdirectorios:



Cada uno de estos subdirectorios posee las imágenes requeridas para un correcto despliegue de la información. Sin embargo se listan los más importantes.

- Bajo el subdirectorio **c:\tesisfin\anima** se encuentra la animación denominada **ANIMA.APP**.
- Bajo el subdirectorio **c:\tesisfin** se encuentra el documento principal de la tesis llamado **TESISGLP.DOC**. Éste último archivo contiene la mayoría de sus figuras internamente, sin embargo, existen figuras, que por su tamaño y complejidad han quedado en archivos independientes y bajo otras aplicaciones éstos son:

C:\TESISFIN\MGEOGR\ZONAES2.CDR	Archivo de Corel Draw v 5. Representa a la figura 15, mapa de ubicación general. p. 28
C:\TESISFIN\MGEOGR\ZONAES3.CDR	Archivo de Corel Draw v 5. Representa a la figura 16, mapa de ubicación. p. 29
C:\TESISFIN\MGEOGR\ZONAES3.CDR	Archivo de Corel Draw v 5. Representa a la figura 17, varios mapas de ubicación. p. 34
C:\TESISFIN\MGEOGR\CLIMA.CDR	Archivo de Corel Draw v 5. Representa a la figura 18, 19 y 20, mapas de climas, temperaturas y precipitación. p. 38
C:\TESISFIN\MGEOGR\PREHID.CDR	Archivo de Corel Draw v 5. Representa a la figura 22, mapa de hidrografía de 1934. p. 42
C:\TESISFIN\MGEOGR\PARHID.CDR	Archivo de Corel Draw v 5. Representa a la figura 23, mapa de hidrografía de 1946. p. 45
C:\TESISFIN\GEOM\PENCOFIN.CDR	Archivo de Corel Draw v 5. Representa a la figura 47, mapa de pendientes. p. 110
C:\TESISFIN\GEOM\GEOM.CDR	Archivo de Corel Draw v 5. Representa a la figura 48, mapa de geomorfología. p. 112

11. Bibliografía del volcán Parícutin

2. Explanation, limits of lava field on June 30, 1950. Area covered by lava from January to June 1950. Area covered by Parícutin lava flows from January 1, to June 30, 1950.
- Alan, R. (1982). Volcano for sale!. *California Geology*. Agosto. 35 (8), 167-171.
- Anónimo. (1944). Parícutin a new volcano [México]. au: anonymous so: *Geog. Rev.* Jan. 34 (1), 139.
- Arias-Portillo, P. (1945). La región devastada por el volcán de Parícutin. Tesis de grado. Escuela Nacional de Agricultura, Chapingo, México. 65 p.
- Barnes, V. E. and F. E. Romberg (1948). Observations of relative gravity at Parícutin volcano, México. *Bulletin of the Geological Society of America*. Oct. 59 (10), 1019-1025, illus. incl. index maps.
- Bullard, F. M. (1943). Origin and development of the new volcano, Parícutin, Mexico. *Tulsa Society Digest*, 1943-44. 12, 43-45.
- Bullard, F. M. (1945). Parícutin, Mexico's newest volcano. *Tulsa Geol. Soc. Digest*. 1945, 81-82.
- Bullard, F. M. (1947a). The story of El Parícutin. *SCI: Monthly*. Nov. 65 (5), 357-371, illus. Incl. Index Maps.
- Bullard, F. M. (1947b). Studies on Parícutin, Michoacán, México. *Bulletin of the Geological Society of America*. May. 58 (5), 433-449, illus. incl. index maps.
- Bullard, F. M. (1951). Parícutin, Mexico's newest volcano. *Tulsa Geol. Soc. Digest*. 19, 94-99.
- Bullard, F. M. (1956). Resumen de la historia del volcán Parícutin, Michoacán, México. *Congreso Geológico Internacional, XX₁*, México. Excursiones A-15, 1956, pp. 61-74.
- Congreso Geológico Internacional. (1956). Excursión A-15: Vulcanismo terciario y reciente del eje volcánico de México. Formaciones andesíticas de la sierra de las Cruces y Ozumatlán. formación basáltica de la sierra de Zitácuaro, Morelia, Paracho y alrededores del Parícutin. Fenómenos post-paroxismales de la sierra de San Andres y el lago de Cuitzeo, estructura e historia del nuevo volcán Parícutin. *Congreso Geológico Internacional* (pp. 1-75). México.
- Connor, Ch. B. (1989). Anomalous soil mercury concentrations at Parícutin volcano, Michoacán-Guanajuato volcanic field, México. *Geophisica International*. 28 (5), 1029-1041. Spec. Vol.: Dynamics and evolution of the lithosphere, Part 2.
- Cuara-Amezcuca, S. (1985). Vida y tragedia de Parangaricutiro Mich. Un pueblo-tres etapas. (2a ed.). Morelia, Mich.: Lito-Plas. 118 p.
- De la O. Carreño, A. (1943a). El volcán Parícutin en las primeras fases de la erupción. Consideraciones de carácter geofísico sobre el volcanismo. *Irrigación en México*, SRH, Jul-Aug. 24 (4), 49-80.
- De la O. Carreño, A. (1943b). O vulcao de Parícutin nas primeiras fases de sua erupcao consideracoes de carácter geofísico sobre o vulcanismo. *Irrigación en México*. SRH, Jul-Ago. Síntesis. Sección Extranjera. 1943, 24 (4), II-III.
- Delgadillo M. C. y S. A. Cárdenas. (1995). Observations on moss succession on Parícutin volcano, México. *The Biologist*. 98 (4), 606-608. By the *American Bryological and Lichenological Society, Inc.*
- Dirección Técnica Forestal de la Comunidad de San Juan Parangaricutiro. (1989). Estudio de manejo integral del recurso forestal para regir los aprovechamientos del segundo ciclo de corta, correspondientes a diez anualidades (1988-1998). (informe) Mich., México.
- Dirección Técnica Forestal de la Comunidad de San Juan Parangaricutiro. (1990). Ajuste al estudio dasonómico de la comunidad indígena de Nuevo San Juan Parangaricutiro, Michoacán. (informe de agosto de 1990). Mich., México.
- Dorf, E. (1945). Observation on the preservation of plants in the Parícutin area [mexican volcano]. *Transactions of the American Geophysical Union*. Oct. 26 (2), 257-260.

- Dr. ATL. (1950). ¿Cómo nace y crece un volcán.? El Parícutín. 1943-México-1950. Ed. Stylo. Nov. Ejemplar N° 299 152 p., illus. México.
- Eggler, W. A. (1959a). Manner of invasion of volcanic deposits by plants, with further evidence from Parícutín and Jorullo. *Ecological Monographs*. Jul. 29 (3), 267-284.
- Eggler, W. A. (1959b). Plants life of Parícutín volcano, México, eight years after activity ceased. *The American Midland Naturalist*. 69, 38-69.
- Eggler, W. A. (1967). Influence of volcanic eruptions on xylem growth patterns. *Ecology*. 48 (4), 644-647. Illus.
- Encyclopedia Britannica, Inc. (1982a). Parícutín. *Publishers of encyclopedia britannica, grat books of the western world, compton's encyclopedia*. Sep. Pp. 1-9. 1950, resumen de Bullard, Fred, Mason: Resumen de la historia del volcán parícutín, Michoacán, México. *Congreso Geológico Internacional, XX*, México. Excursiones A-15. 1950 pp. 61-74.
- Encyclopedia Britannica, Inc. (1982b). Parícutín. *Publishers of encyclopedia britannica, grat books of the western world, compton's encyclopedia*. Sep. Pp. 10-13. 1950 resumen de Nolan, M., L. and S. "The five towns of Parícutín", *Geographical Magazine*, february 1979. pp. 339-344.
- Flores-Reyes, T. (1945). El Parícutín estado de Michoacán, México. Instituto de Geología, UNAM. XIV. 166 p., illus., México, Imprenta Universitaria.
- Foshag, W. F. (1950). The aqueous emanation from Parícutín Volcano. *American Mineralogist*. Sept-Oct. 35, (Nos. 9-10), 749-755. Illus.
- Foshag, W. F. and González-Reyna, J. R. (1956). Birth and development of Parícutín volcano, México. *U.S. Geological Survey Bulletin*. 965D, 355-489.
- Fries, C. Jr. and C. Gutiérrez. (1950). Activity of Parícutín volcano from august 1, 1948 to june 30, 1949. *Transaction of the American Geophysical Union*. Jun. 31 (3), 406.
- Fries, C. Jr. and C. Gutiérrez. (1952a). Activity of Parícutín volcano from january 1, to june 30, 1951. *Transaction of the American Geophysical Union*, 33, 91-100.
- Fries, C. Jr., and C. Gutiérrez. (1952b). Activity of Parícutín volcano from July 1, to December 31, 1951. *Transaction of the American Geophysical Union*. October. 33 (5), 725-733.
- Fries, C. Jr. (1953). Volumes and weights of pyroclastic material, lava and water erupted by Parícutín volcano, Michoacán, México. *Transaction of the American Geophysical Union*. August. 34 (4) 603-616.
- Fuller, R. E. (1945). A report on the United States committee for the study of the Parícutín volcano *Transaction of the American Geophysical Union*. Aug. 26, pt. 1 pp. 131-133.
- Gaceta, UNAM. (1993). 50 años del volcán Parícutín. *Gaceta UNAM*, (2726), pp. 21-25, C.U. 11 de marzo 11 de 1993.
- García-Gutiérrez, L. (1951). Las Erupciones del volcán Parícutín, Mich.
- Graton, L. C. (1945a). The genetic significance of Parícutín. *Transaction of the American Geophysical Union*. October. 26 (2), 249-254.
- Graton, L. C; N. E. Turley y W. F. Foshag. (1945b). Army-G.S. A helicopter expedition to Parícutín volcano. *Bulleting of the Geological Society of America*. Dec. 56 (12), 1162.
- Harvey-Pough, F. (1943). Parícutín is born. *Natural History*. Oct. 52 (3), 134-142, illus.
- Harvey-Pough, F. (1944). Parícutín comes of age. *Natural History*. 53 (8), 342-348, illus., Oct, 1944. abs., Royal Canadian Inst. Proc., ser. 3A, 10. 28-29, 1944-45, [1945]: translation in portuguese, Mineracao et Metallurgia. Oct. 9 (54), 251-256, illus.
- Harvey-Pough, F. (1948a). Parícutín has a birthday. *Natural History*. May. 57 (5), 206-208, illus.
- Harvey-Pough, F. (1948b). The fifth anniversary of Parícutín. *Science*. Jun. 107 (2790), 635-637.
- Harvey-Pough, F. (1950). Seventh anniversary of Parícutín. *Science Monthly*. Nov. 71 (5), 312-317, Illus.
- Inbar, M. (1990). Amenazado el frágil equilibrio de la región volcánica del Parícutín. *Suplemento Vida y Estilo. Ecología del Novedades*. Domingo 8 de julio de 1990. p. e9.

- Inbar, M.; Lugo-Hubp, J. y Villers-Ruiz, L. (1993). The geomorphological evolution of the Parícutin cone and lava flows, México, 1943-1990. *ELSEVIER, Geomorphology*, 9 (1994) pp. 57-76.
- James, C. C. (1948). The Parícutin eruption. *Royal Geol. Soc. Cornwall Trans.* 17 (1947) PT. 7, pp. 368-379.
- Jones, A. E. (1946). Notes on Parícutin lava. *Transaction of the American Geophysical Union*. Aug. 27 (4), 523-525, ilus.
- Kennedy, G. C. (1946). Activity of Parícutin volcano from april 12 to may 3, 1946. *Transaction of the American Geophysical Union*. June. 27 (3), 410-411.
- Krauskopf, K. B. (1946). Notes on activity of Parícutin volcano during december 1945. *Transaction of the American Geophysical Union*. 27 (1), 119, Feb., 1946. Jan., 1946, (2), 218, Apr., 1946; 3d year, Jun. (3), 406-410, ilus, index maps.
- Krauskopf, K. B. (1948a) . Lava movement at Parícutin volcano, México. *Bulleting of the Geological Society of America*. Dec. 59 (1), 1267-1283, illus. incl. Index maps.
- Krauskopf, K. B. (1948b). Mechanism of eruption at Parícutin volcano, México. *Bulleting of the Geological Society of America*. Aug. 59 (8), 711-731, illus. incl. index maps.
- Lázaro-Jiménez S. (1993). Parícutin a cincuenta años de su nacimiento. México: Agata, 55 p.
- Legorreta-Paulín, G. (1992). Cálculo y distribución de volúmenes a través de SIG: Caso Volcán Parícutin. *Memorias del XIII Congreso Nacional de Geografía*. Tomo II, pp. 69-78.
- Legorreta-Paulín, G. (1993). Geomorphologic processes at Parícutin volcano, state of Michoacán, México. *Third International Geomorphology Conference. Programme with abstracts*. August 23-28, 1993. McMaster University, Hamilton, Ontario, Canadá. p. 181.
- Lowdermilk, W. C. (1947). Erosional phenomena associated with volcanic eruption of Parícutin, México. *Transaction of the American Geophysical Union*. Apr. 28 (2), 269-270.
- Luhr, F. J. and T. Simkin. (1993). PARICUTIN. The volcano born in a mexican cornfield. Geocience Press, INC. Phoenix, Arizona. 427 p.
- Mena, M.; S. de la Cruz-Reyna; M. Lozano y P. Silva. (1972). Algunas observaciones recientes en el volcán Parícutin y zonas aledañas. Translated Title: Observations on Parícutin volcano and adjacent areas. *Unión Geofís. México, Reun. Anu., Programa Resúmenes*. p. 34.
- Mendoza-Valentín, R. (1987). El Parícutin. La historia de un volcán que cambio la vida de un pueblo. León Gto., México: Novoa Editorial, S. A., Sep. 88 p.
- Mendoza-Valentín, R. (1988). Yo vi nacer un volcán. Historia, testigos, recuerdos. León Gto., México: Novoa Editorial, S. A., Junio, 144 p.
- Miesch A. T. (1979). Vector analysis of chemical variation in the lavas of Parícutin volcano, Mexico. *Mathematical Geology. U.S. Geol. Surv.*, Denver, Col., United States. 11 (4), 345-371.
- Molina, B. R. (1955). Formación de sales de amonio en los procesos volcánicos [Parícutin]. México, *UNAM. Inst. Geofísica Anales*. 1, 100-108, Ilus.
- Mullerried, F. K. G. (1944). Problemas geológicos del volcán Parícutin. reimpresso de : *Memorias y revistas de Academia Nacional de Ciencias*. 55 (num 10/12), 329-342.
- Ordóñez, E. (1943a). El volcán Parícutin. *Irrigación de México*. SRH, Jul-Ago. 1943. 24 (4), 5-36.
- Ordóñez, E. (1943b). O vulcano de Parícutin. *Irrigación en México*. SRH, Jul-Ago. Síntesis. Sección Extranjera. 1943, 24 (4), 1.
- Ordóñez, E. (1945). El volcán Parícutin. Comisión Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica, México.
- Ordóñez, E. (1947). El volcán Parícutin. México :Fantasia, 181 p.
- Ortíz, T. L. M. (1969). El Volcán olvidado de México. *Revista Contenido*. Octubre 1969, pp. 67-69.
- Rees, D. J. (1979). Effects of the eruption of Parícutin volcano on landforms, vegetation, and human occupancy. Editado por SHEETS, P. y D. grayson, D.K. *Volcanic Activity and Human Ecology*. Academic Press, New York, N.Y. pp. 249-291.

- Reid, M. R. (1983). Parícutín volcano revisited: Isotopic and trace element evidence for crustal assimilation. *Proceedings of The Conference on The Open Magmatic Systems, Southern Methodist University, Institute for the study of Earth and man*: 133-134.
- Revueltas, J. (1983). Visión del Parícutín (y otras crónicas y reseñas). 1914. Presentación de David Huerta. Recopilación y Notas de Andrea Revueltas y Philippe Cheron. México: ERA, copyright 1983 pp. 9 -25
- Robles-Ramos, R. (1943a). Nace un volcán (Parícutín, Michoacán). *Cuadernos Americanos*, México. 9 (3) May-Jun-1943.
- Robles-Ramos, R. (1943b). O volcano de Parícutine o neovolcanismo mexicano. *Irrigación en México*. SRH, Jul-Ago. Síntesis. Sección Extranjera. 1943, 24 (4), III.
- Robles-Ramos, R. (1943c). El volcán Parícutín y el neovolcanismo mexicano. *Irrigación en México*, Jul-Aug. 24 (4), 81-123.
- Rodriguez, S.; E. Jean; C. Komorowski y C. Siebe. (1993a). Libro guía de la excursión geológica al volcán Parícutín, estado de Michoacán, México. *Reunión Internacional Conmemorativa*. Programa y Resúmenes. Uruapan Mich. Feb., 18-20 de 1993, p. 1-47, UNAM.
- Seegerstrom, K. y Gutiérrez, C. (1947). Activity of Parícutín volcano from may 4, to september 8, 1946. *Transactions of the American Geophysical Union*, 28 (4), 559-566.
- Seegerstrom, K. (1950). Erosion studies at Parícutín, state of Michoacán, México. *Geologic investigation in the Parícutín area*, México. *Geological Survey Bulletin* 965-A, 1-164. United States Government Printing Office, Washington, D.C.
- Seegerstrom, K. (1952). Desceleration of erosion at Parícutín, México. *U.S. Geological Survey Professional Paper*. 424D, 225-227.
- Seegerstrom, K. (1960). Erosion and related phenomena at Parícutín in 1957. U.S. Geological Investigation in México. *Geological Survey Bulletin* 1104-A, 1-18. U.S. Government Printing Office, Washington.
- Seegerstrom, K. (1966). Parícutín, 1965; aftermath of eruption. *U.S. Geological survey Professional Papers*. 550C, 93-101.
- Shrock, R. R. (1946). Sedimentation and wind action around volcan Parícutín, Mexico. *Ind. Acad. Sci. Proc.* 1945 55, 117-120, Illus. Sep.
- Trask, P. D. (1943a). The Mexican volcano Parícutín. TANK, R. W. Focus on environmental geology; a collection of case histories refs. Reprint from *science*, 98 (2254) 33-39, 1943, Oxford University Press, London. 1976.
- Trask, P. D. (1943b). The Mexican volcano Parícutín. *Science* Dec. 98 (2554), 501-505.
- Ulmer, G. C. and A. Drory. (1974). Parícutín andesite: Two new lines of evidence. Temple Univ., Dep. Geol., Phila., Pa., Unites States. *Geological Society of America* . Programas. 6.(7), 1069.
- UNAM. (1993). 50 años del volcán Parícutín. *Reunión Internacional Conmemorativa*. Programa y resúmenes. Uruapan Mich. Feb 18-20 de 1993.
- Valencia, R. F. (1943a). El volcán de Cuiyutziro (Parícutín); Informe de la expedición científica organizada por el instituto de geografía y realizada por profesores universitarios. *Revista Universitaria de Geografía*. Jan-Jun. Tomo 4, (nos. 1-2), 59-77, illus.
- Valencia, R. F. (1943b). Regreso al Cuiyutziro [México]. *Revista mexicana de Geografía*. July-Dec. Tomo 4 (nos. 3-4), 31-42, illus.
- Velazquez-De Leon García, R. (1950). El Parícutín se ahoga en colores, luces y reflejos. Rincones y paisajes del México maravilloso. México: Secretaria de Educación Pública. talleres Gráficos de la Nación.
- Webber, W. J. (1944). A Volcano is born. Jun. 1944; *Appalachia*, 10 (7), 2-11.
- Waitz, P. (1943a). El nuevo volcán Parícutín, Mich. Historia del fenómeno. *Irrigación en México*, SRH, Jul-Ago. 1943. 24 (4), 37-48.
- Waitz, P. (1943b). O novo vulcao de Parícutín, Michoacán. Historia do fenómeno. *Irrigación en México*. SRH, Jul-Ago. Síntesis. Sección Extranjera. 1943, 24 (4), II.
- Watson, D. (1943). Parícutín mexicana's new volcano. *Science*. 97 (2525), suppl. May. p. 8.

- Wilcox, R. E. (1947a). Activity of Parícutin volcano from september 18 to novembre 30, 1946. *Transaction of the American Geophysical Union*, 28 (4), 567-572.
- Wilcox, R. E. (1947b). Activity of Parícutin volcano from december 1, 1946 to march 31, 1947. *Transaction of the American Geophysical Union*, 29 (5), 725-731.
- Wilcox, R. E. (1948). Activity of Parícutin volcano from december 1, 1947 to march 31, 1948. *Transaction of the American Geophysical Union*, 29 (3), 355-360..
- Wilcox, R. E. (1954). Petrology of Parícutín volcano. México. *U.S. Geological Survey Bulletin* 965-C, 281-353.
- Williams, H. (1945). Geologic settings of Parícutín. *Transaction of the American Geophysical Union* 26 (2), 255-256.
- Williams, H. (1947). Geology of the region around Parícutin, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*. Dec. 58 (12), 1259.
- Williams, H. (1950). Volcanoes of Parícutin region, México. Geologic Investigation in the Parícutín Area. México. *Geological Survey Bulletin* 965-B, 165-279.
- Yavala-Paz, J. (1965). El Señor de los Milagros. Morelia, Mich :Filmax Publicitas. 128 p.
- Yokoyama, I. and de la Cruz-Reyna, S. (1990). Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Parícutín volcano, Michoacán, México. UNAM. ,Mex., Inst. Geofis., Mexico City, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 44 (nos. 3-4), 265-281.
- Yokoyama, I. and de la Cruz-Reyna, S. (1991b). Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Parícutin volcano, Michoacán, México. Inst. De Geofísica, UNAM. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44 (1990) p. 265-281. Instituto de Geofísica, UNAM. México. *Apuntes y Artículos del Curso de Vulcanología de la Unión Geofísica Mexicana Escuela de Verano "Severo Díaz"*. *Vulcanología: Estado del Arte y perspectivas en México*. Jul.
- Zies, E. G. (1946). Temperature measurement at Parícutín volcano. *Transaction of the American Geophysical Union*. Apr. 27 (2), 178-180.

12. Bibliografía General.

- Alvarez, W. (1972). The treia valley north of Roma:volcania statigraphy, topographic evolution and geological influences on human sattement. *Geologica Roma*. 11, 153-176.
- Araña-Saavedra, V. (1974). Volcanología. Madrid :Tallers Gráficos Montaña. 475 p.
- Araña-Saavedra, V. (1984). Volcanismo. Dinámica y petrología de sus productos. Madrid:Editorial Rueda. 506 p.
- Armienta, M. A. y N. Segovia. (1991). Monitoreo de la actividad volcánica. Métodos geoquímicos. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana escuela de verano "Severo Díaz". Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Jul.
- Barry, P. V.; D. E. Stott; R. F. Turco and J. M. Bradford. (1991). Organic polymers' effect on soil shear strength and detachment by single raindrops. *Soil Sci. Am. J.* 55, 799-804
- Bocco, G. (1988). Algunos comentarios sobre la geomorfología volcánica y procesos de erosión antrópica. *Geografía y Desarrollo*, CEPEIGE. 2, 15-44.
- Boese, E. (1899-1990). Sobre la independencia de los volcanes de grietas preexistentes. *Memorias y revistas de la "Sociedad Antonio Alzate"*. 14 (5), 199-224.
- Cabrera, G. R. (1991). Deformación de terrenos alrededor de volcanes. *Apuntes y Artículos del Curso de Vulcanología de la Unión Geofísica Mexicana Escuela de Verano "Severo Díaz". Vulcanología: Estado del Arte y perspectivas en México*. Jul.
- Carabias, L. J. y Meave del C., J. (1987). La reserva ecológica del Pedregal. México: *Consejo Nacional de Ciencia y tecnología. CONACYT. Información Científica y Tecnológica*. Feb. 9 (125).
- Carmichael I. S. E.; J. F. Luhr; X. Mo; T. Hasenaka; J. F. Allan (1982). The lavas of Jorullo volcano, 1759-1774, Michoacán, Mexico. Univ. Calif. at Berkeley, Dep. Geol. and Geophys, Berkeley, CA. United-States.The Geological Society of America, 96th Annual Meeting. *Abstracts-With-Programs-Geological-Society of America*. 14(7)
- Cas, R. A. F. and J. V. Wright. (1988). Volcanic successions. Modern and ancient: A geological approach to processes products and successions. Published by teh Academic Division of Unwin Hyman Ltd. London. 527 p.
- CENAPRED. (1992). Los Volcanes. México: Talleres Gráficos de la nación. Facículo N° 4, 1-36
- Colegio de Posgraduados de Chapingo. (1974). Manual de conservación del suelo y del agua. Colegio de posgraduados. Escuela Nacional de Agricultura, Chapingo, México. 52 p.
- Correa-Pérez, G. (1974). Geografía del estado de Michoacán. Morelia, Mich.:Gobierno del estado de Michoacán, Tomo I, 455 p.
- Correa-Pérez, G. (1979). Atlas geográfico del estado de Michoacán. Gobierno del Estado de Michoacán. Morelia, Mich.:EDDISA, Tomo I, 93 p.
- Crausaz, W. (1985). DR. Atl; Pionner mexican volcanologist. Southwest Missouri Sate University Springfield, Missouri 658004. *Geological Society of America Centennial Special* 1, 251-256.
- Chester, D. (1993). Volcanoes and society. University of Liverpool. Ed. Hodder & stoughton. 354 p.
- Cunalo de la Cerna, H. (1979). Manual para la descripción de perfiles de suelo en el campo. Colegio de Posgraduados. Secretaria de Agricultura y recursos Hidráulicos. Chapingo, México.
- Delgado-Argote, L. A. (1991). El vulcanismo en la historia de la Tierra. *Los Volcanes. Información Científica y Tecnológica*. CONACyT. Marzo. 13 (174), 21-24.
- Demant, A. (1978). Características del eje neovolcánico transmexicano y sus probelmas de interpretación. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista*, 2 (2), 172-187
- Demant, A. (1981). L'axe neovolcanique estude volcaniquee et petrographique - signification geodinamique. these du doctoral D'etat university daix marselle 259 p.

- Demant, A.; J. N. Labar; D. Michelet y J. Tricart. (1992). El proyecto Michoacán. 1983-1987. Centre d'Études Mexicaines et Centraméricaines. Cuadernos de Estudios Michoacanos 4. Collection études Mésoaméricaines 11-11, 197 p.
- Doornkamp, C. J. (1987?). Numerical analysis in geomorphology an introduction. Ed. Edward Arnold. 372 p.
- Delgado-Granados, H. (1991). Volcano-tectónica. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana escuela de verano "Severo Díaz"*. *Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Instituto de Geología, UNAM. Jul.
- Delgado-Granados, H.; J. Urrutia-Fucugauchi; T. Hasenaka y M. Ban. (1993a). Migraciones del campo volcánico de Michoacán-Guanajuato 90 Km hacia el SurOeste durante los últimos 78 Ma. *Contribuciones ala Tectónica del Occidente de México*. Monografía N° 1., Unión Geofísica Mexicana. Editores L.A. Delgado Argote y A. Martín-Barajas, pp. 211-226.
- Delgado-Granados, H.; A. Tristán-Serrano y J. H. Rivera-Cabrera. (1993b). Notas y bibliografía sobre la geología de la porción ode la faja volcánica trans-mexicana. *Contribuciones a la tectónica del occidente de México*. Monografía N° 1., Unión Geofísica Mexicana. Editores L. A. Delgado Argote y A. Martín-Barajas, 1993, pp. 227-304.
- Einstein, H. A. (1945). Surface-runoff and infiltration. *Transaction of the American Geophysical Union*. Dic. 26 (3), 431-434.
- Ellison, W. D. (1945). Some effects of raindrops and surface flow on soil erosion and infiltration. *Trans. Ame. Gephysical. Union*. Dic. 26 (III), 415-430.
- Eoton, J. P. And K. J. Morota. (1960). How volcanoes grow. *Scinece* 132 (3443), 925-938.
- Errazarras-Rodriguez, R. S. (1991). El Volcán de Colima. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana escuela de verano "Severo Díaz"*. *Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Instituto de Geología, UNAM. p. 1-14. Jul.
- Espindola, J. M. y F. Medina. (1991a). El volcán de Colima despierta. *Los Volcanes. Información Científica y Tecnológica*. CONACyT. Marzo. 13 (174), 31-35.
- Espindola, J. M.; E. A. Muñoz; F. Medina y S. De la Cruz-Reyna. (1991b). Bases geofísicas y geoquímicas de la vigilancia de volcanes activos. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana. Escuela de verano "Severo Díaz"*. *Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Instituto de Geofísica, UNAM. México. Jul.
- ESRI. (1988). Surface Concepts. En Enviromental System Research Institute, Inc. Surface Modeling with TIN. (pp2-1 a 2-30). Printed in United States of America.
- FAA Aviation Safety Journal. (1993). The volcano Threat to Aviation Safety. *FAA Aviation Safety Journal*. 2 (3), 1-11.
- Fisher, R. V. y H. U. Schmincke. (1983). Piroclastic rocks. Springer-Verlag Berlin heidelberg N.Y. Tokio. 472 p.
- Fisher, S. G. (1969). Grain size distribution and depositional processes. *Journal of Sedimentology*. 39 (3), 1074-1106.
- Flores-Díaz, A. (1974). Los suelos de la República Mexicana. En SEP/INAH. El escenario geográfico. (pp. 9-115). Instituto Nacional de Antropología e Historia. México:SEP/INAH.
- Folk, R. L. (1964). A review of grain size parameters. *Sedimentology*. 6, 73-93.
- Friedman G. M. y J. E. Sanders. (1978). Classifying and naming sedimentary rocks, with emphasis on historical and genetic aspect. Principles of sedimentology. Nueva York: John wiley & sons. pp. 167-192.
- Froggartt, P. C. (1982). Review of methotds of estimating rhyolitic tephra volumes; applications to the Taupo volcanic zone, New Zeland. *Jornal of Volcanology and Geothermal Research* 14, 301-318. Helsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Galindo-Mendoza, M. G. (1995). Los bosques de la región purépecha de Michoacán: Una Evaluación Geográfica 1970-1990. Tesis de grado inédita. Universidad Nacional Autónoma de México. 172 p.
- Galindo, I. (1994). Desastres naturales en el occidente de México. *Desastres y Prevención Civil*. CONACYT. Sept. 16 (216), 20-22.
- García, E. (1981). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Talleres de Offset Larios. México.

- Gavilanes, J. C. (1994). COSPEC (Correlation spectrometer). *Desastres y prevención civil*. CONACYT. Sept. 16 (216), 22.
- Gardiner, V. y R. V. Dackombe. (1983). Geomorphological field manual. London: George Allen & Unwin. 253 p.
- Gerrard, A. J. (1988). Rocks and landforms. London: Unwin Hyman. Department of geography of Birmingham. 319 p.
- Gutierrez-Flores, N. (1994). La cara humana de los desastres. *Desastres y Prevención Civil*. CONACYT. Sept. 16 (216), 12-15.
- Gutierrez, R. E. (1979). Variaciones de algunas propiedades físicas y químicas en suelos de ando por la aplicación de abonos orgánicos e inorgánicos. En, Colegio de Posgraduados Centro de Edafología, Los suelos de ando y sus implicaciones en el desarrollo de la sierra tarasca. (pp. 39-68). México:INIA/CIAB.
- Hails, R., J. (1977). Applied geomorphology. *Elsavier*. Scientific Publishing Company. N.Y. pp. 157-181.
- Harris, J. and I. S. E. Carmichael. (1983). Volcanics products in the region of Tequila, Mexico. Univ. Calif. at Berkeley, Dep. Geol. And Geophys, Berkeley, CA. United-States. *The Geological Society of America*, 96th annual meeting, Abstracts-With-Programs-Geological-Society of America. (29046), 592-593.
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael. (1985). A compilation of localization, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcano field, Central Mexico. *Geof. Ont.* 24 (4), 557-607.
- Hasenaka, T. (1981). Preliminary report on the cinder cone field in Michoacan and Guanajuato, SW Mexico. Univ. Calif. At Berkeley, Dep. Geol. and Geophys., Berkeley, CA. United-States. *The Geological Society of America*, 96th Annual Meeting. Abstracts with-programs. 13 (7), 469.
- Hasenaka, T. (1983a). The late Pleistocene-recent eruption history of the Michoacan-Guanajuato volcanic field. Central Mexico. Univ. Calif. at Berkeley, Dep. Geol. and Geophys., Berkeley, CA. United-States. *The Geological Society of America*, 96th Annual Meeting. Abstracts with programs 15 (6). N° 24217. p. 592-593.
- Hasenaka, T. (1983b). Alkaline and calc-alkalin volcanism in the Michoacan-Guanajuato volcanic field. SW Mexico. Univ. Calif. At Berkeley, Dep. Geol. and Geophys., Berkeley, CA. United-States. *The Geological Society of America*, 96th Annual Meeting. Abstracts with programs. (08535), 509.
- Herbert, L., N. Jr. (1975). Movimientos de tierra. Manual de excavaciones. Trad. de la 2a edición en ingles, Compañía Editorial Continental, S. A.
- Hernández, S. R, y J. Sánchez C. (1983). Guía para la descripción y muestreo de suelos de áreas forestales. Secretaría de Agricultura y Ganadería. Subsecretaría Forestal y de la Fauna. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales. México.
- Holtan, H. N. (1945). The Condensation in hydrograph-analysis. *Transactions of the American Geophysical Union*. Dic. 26 (III), 407-414.
- Ingram, R. L. (1971). Sieve analysis. University of North of Carolina Hill, North California. pp. 49-67.
- Instituto de Geofísica. (1991a). Energy Partition in 1982 Eruption of El Chichon Volcano, México. Instituto de Geofísica, UNAM. México. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana escuela de Verano "Severo Díaz"*. *Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Jul.
- Instituto de Geofísica. (1991b). Surveillance of Active Volcanoes. Instituto de Geofísica, UNAM. México. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana escuela de verano "Severo Díaz"*. *Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Jul.
- Instituto de Geofísica. (1991c). Depósitos piroclásticos. Instituto de Geofísica, UNAM. México. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana escuela de verano "Severo Díaz"*. *Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Jul.
- Jimenez-Salas, J. A.; J. L. De Justo-Alpañes y A. Serrano-González. (1981b) Geotecnia y cimientos II. Mecánica del suelo y de las rocas. Ed. Rueda. 1188 p.
- Laguna, A. y J. V. Giráldez. (1993). The description of soil erosion through a kinematic wave model. *Journal of Hidrology*, 145 (1993). Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam. pp. 65-82.

- Laguna-Santana, L. (1993). Jakankurhikuecha (Nombres en P'urhepecha). P'urhe uantakueri juramukua, A. C. (Académiya de la Lengua Purepecha, A. C.), Impresos "Oliver", Uruapan, Mich. 2. Oct. de 1993. pp. 1-24.
- Leathman, P. and H. S. Riesbol. (1950). Infiltration and retention test as related to spilway desing floods. *Transaction American of the Geophysical Union*. Abril. 31 (2), 234-242.
- León-Arteta, R. (1984). Nueva edafología. Regiones tropicales y áreas templadas de México. México: Grupo editorial gaceta, s. a. 370 p.
- Levin, J. (1979). Fundamentos de estadística en la investigación social. México: HARLA. 302 p.
- Lugo-Hubp, J. (1991a). Los incomprendidos y difamados volcanes. *Los Volcanes. Información Científica y Tecnológica*. CONACyT. Marzo. 13 (174), 17-20.
- Lugo-Hubp, J.; F. Mooser; A. Pérez-Vega y J. Zamorano-Orozco. (1994). Geomorfología de la sierra de Santa Catarina, D.F., México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, II (1) 43-52.
- Lugo-Hubp, J.; A. Salinas-Montes. (1996). Geomorfología de la sierra de Guadalupe (al norte de la ciudad de México) y su relación con peligros naturales. México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*. 13 (2), 240-251.
- Lugo-Hubp, J. (1990). El relieve de la República Mexicana. UNAM. *Inst. de Geología. Revista*. 9 (1), 82-111.
- Lugo-Hubp, J. (1991b). Algunos conceptos sobre geomorfología volcánica. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana escuela de verano "Severo Díaz"*. *Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Jul.
- Mah, M. G. C.; L. A. Douglas and A. J. Ringrose-Voase. (1992). Effects of crust development and surface slope on erosion by rainfall. *Soil Science* 154 (1), 37-43.
- Malde, H. E. (1973). Geologic bench marks by terrestrial photography. *Jour. research U.S. Geological Survey*. Mar-Abril. 1 (2), 193-206.
- Maldonado-Koerdell, M. (1954). La formación y caracterización del pedregal de San Angel. *Tlatuani*, Esc. Nac. Antr. e Historia, N° 8-9.
- Maldonado-Koerdell, M. (1965a). Geohistoric and paleogeographic data and evolution of volcanism in México. *Bulletin vulcanologique*, Tome XXVIII.
- Maldonado-Koerdell, M. (1965b). Historia de las investigaciones vulcanológicas en México. Copia en mimiografo, sin referencia.
- Maldonado-Koerdell, M. (1965c). Historia de las investigaciones vulcanológicas en México. Resumen Copia en mimiografo, sin referencia.
- Maldonado-Koerdell, M. (1965d). Vulcanología y vulcanofilia en las pinturas del doctor Atl. *El nacional*. Suplemento Dominical, N° 952 junio 27 de 1965.
- Mancilla-Villalobos, S. (1994). Desastres Tecnológicos. *Desastres y Prevención Civil*, CONACYT. Sept. 16 (216), 16-19.
- Martín-Del Pozo, A. L. (1982). Monogenetic vulcanism in the sierra Chichinatzin, México. *Bulletin Vulcanologique* 45, 9-24. 1987. Inst. de Geofísica, UNAM.
- Martín-Del Pozo, A. L. (1991a). Actividad volcánica en México. *Los Volcanes. Información Científica y Tecnológica*. CONACyT. Marzo. 13 (174), 25-29.
- Martín-Del Pozo, A. L. (1991b). El vulcanismo monogenético. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana escuela de verano "Severo Díaz"*. *Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Jul.
- Martínez, M. (1994). Catálogo de nombres vulgares y científicos de plantas mexicanas. México: Fondo de Cultura Económica, 1247 p.
- Martínez-Reyes, J. y A. F. Nieto-Samaniego. (1987). Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte Central de México. 2° *Simposio geológico regional de México*. Dic. 1987 p. 25-26 Instituto de Geología, UNAM. Estación Regional del Centro.
- Matteucci, S. D. y C. Aída (1982). Metodología para el estudio de la vegetación. Secretaría Gral. de la Organización de Estados Americanos. Programa Regional de Desarrollo Científico y Tecnológico, Washington, D.C. 169 p.

- Medina, M. F. (1991a). Volcanes activos del sistema solar. *Los Volcánes. Información Científica y Tecnológica*. CONACyT. Marzo. 13 (174), 36-40.
- Medina, M. F. Espíndola, y F. Suárez. (1991b). Baja California y sus Volcanes. *Los Volcanes. Información Científica y Tecnológica*. CONACyT. Marzo. 13 (174), 45-51.
- Medina, M. F. (1991b). Dinámica de las erupciones volcánicas. Instituto de Geofísica, UNAM. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana escuela de verano "Severo Díaz". Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Jul.
- Millis, H. H. (1991a). Temporal variation of mass wasting activity in mount St. Helens crater. Washington, USA indicated by seismic activity. Department of Earth Sciences Tennessee Technological University Cookerville. *Artic and Alpine Research*. 23 (4), 413-423.
- Mordecari, E. y A. Fox-Karl. (1959). Methods of correlation an regression analysys. Lineal and curvilinear. Ed. John wirley & Sons. N.Y. 548 p.
- Morales-Lozano, A. (1991). (TM,XS)+P: Métodos para obtener imágenes multiespectrales con resolución espacial de 10 m. *2a reunión nacional de SELPER. INEGI*. Aguascalientes. Aguascalientes, septiembre.
- Muñoz-Lumbier, M. (1921). Breves apuntes slos fenómenos volcánicos. México, D.F. Dirección de talleres gráficos. 1921. 10 p. Ilus., lams. 29 cm. *Edición del Boletín minero*. A la cabeza de la portada: Secretaría de Industria, Comercio y Trabajo, Departamento de Minas.
- Negendak, J. (1980a). Investigaciones en el cinturón volcánico transmexicano. *Nuevos Resultados de la Investigación Geocientífica Alemana en Latinoamérica*. p. 19-20.
- Negendak, J.F.W. (1980b). Some aspect of volcanics rocks of the valley of México. *Presented at Geodinamics section*.
- Ordóñez, E. (1905). Sobre algunos ejemplos probables de tubos de erupción. *Memorias y revistas de la "Sociedad Antonio Alzate"*. Tomo 22 (1-6), 141-150.
- Pasquare, G.; L. Vezzoli y A. Zanchi. (1987). Morphological and structural model of Mexican Volcanic Beld. *Geofisica Internacional*, Vol. 26-2, pp. 159-176
- Passega, R. (1964). Grain size representation by CM Patterns as a geological tools. *Journal of Sedimentary Petrology*. Dic. 34 (4), 830-847.
- Proffitt A. P. B.; C.W. Rose and P. B. Hairsine. (1991). Rain detachment and deposition: Experiments with low slopes and significant water dephs. *Soil Science Am. J.* 55 (1001), 325-331.
- Proffitt A. P. B.; C. W. Rose and C. J. Lovell. (1993). Settling velocity characteristics of sediment detached from a soil surface by raindrop impact. *Catena*. 20, 27-40.
- Quintero-Legorreta, O. (1987). Distribución de los sistemas de fen la parte central de la faja volcánica transmexicana. 2° *Simposio geológico regional de México*. Dic. pp. 25-26 Instituto de Geología, UNAM. Estación Regional del Centro.
- Quiroz, R. N. H. (1987). Cuantificación de la erosión hidráulica en los estratovolcanes de la sierra nevada. 2° *Simposio geológico regional de México*. Dic. pp. 25-26 Instituto de Geología, UNAM. Estación Regional del Centro.
- Ramirez, K. (1994). El cambio global del clima. *Desastres y Prevención Civil*. CONACYT. Sep. 16 (216), 23-25.
- Roggensack, K. (1988). Spatial and chemical variation of shiel volcanoes, Central México. *Transaction American Geophysical*. 69 (44).
- Rose, W., I. Jr.; S. Bonis; R. E. Stoiber; M. Keller and T. Bickford. (1971). Studies of volcanic ash from two recent Central American eruptions. pp. 338-361
- Rzedowski, J. (1983). *Vegetación de México*. México: Limusa. 432 p.
- Salas-Jimenez, J. A.; J. L. de Justo-Alpañes y A. Serrano-González. (1981a). Fenómenoss de inestabilidad de Taludes y Cálculo de Estabilidad al Deslizamiento. Geotécnia y cimientos II. Mecánica del suelo y de las rocas. 2a edición. Madrid: Rueda. 1189 p.
- Sanchez-Rubio, G. (1987). Papel de la corteza en el origen de los magmas del eje neovolcánico. 2° *Simposio geológico regional de México*. Dic. pp. 25-26. Instituto de Geología, UNAM. Estación Regional del Centro.
- Sarukhan-Kermez, J. (1994). Desastres y Ecología. *Desastres y Prevención Civil*. CONACYT. Sep. 16 (216), 9-11.

- Saucedo-Soto, A. y B. Acosta-Villa. (1989). Modelo de organización para la producción forestal de la comunidad indígena de Nuevo San Juan Parangaricutiro, Michoacán. Tesis de grado inédita. Uruapan, Mich. Univ. Michoacana de San Nicolas de Hidalgo. Jun.
- Scarth, A. (1994). Volcanoes. An introduction. England: Butler & tanner, Frome, Somerset, England. 273 p.
- Segovia, N. (1991). Enamometría de gas radon. Unión Geofísica Mexicana. Instituto de Geofísica, UNAM. *Apuntes y artículos del curso de vulcanología de la unión geofísica mexicana escuela de verano "Severo Díaz"*. *Vulcanología: estado del arte y perspectivas en México*. Jul.
- Servicio de Conservación de Suelos, Departamento de Agricultura, U.S. (1985). Manual de conservación des. Ed. Limusa. 331 p.
- Sharma, P. P.; S. C. Gupta and G.R. Foster. (1993). Predictin soil detachment by raindrops. *Soil Science Am. J.* 57, 674-680.
- Shoji, S.; M. Nanzio y R. A. Dahlgren. (1993). Volcanic ash soils. Genesis, propiedades and utilization. Ed: Elsevier. Printed in Netherlands. p. 288.
- Siebe, C. (1991). Avalanchas de escombros volcánicos. *Los Volcanes. Información Científica y Tecnológica*. CONACyT. Marzo. 13 (174), 41-44.
- Skemton-Wesley, A. (1946). Earth pressure and the stability of slopes. London. *The Institution of Civil Engineers. The Principles and Application of Soil Mechanics*.
- Smith H. J. C.; G. J. Levy and I. Shainberg. (1990). Water-droplet energy and soil amendments: Effects on infiltration and erosion. *Soil Science Society Am. J.* Jul-Agosto . 54, 1084-1087.
- Stoltenberg, N, L. and T. V. Wilson. (1950). Interception storage of rainfall by coin plants. *Transaction American Geophysical Union* 31 (3). Published by the National Research Council of the Nacional Academi of Science. Washington D.C.
- Tapia-Lázaro, G. I. (1994). Aseguradoras frente a catástrofes naturales. *Desastres y Prevención Civil*. CONACYT. Sept. 16 (216), 18-19.
- Tersaghi, K. (1973). Mecánica de suelos en la ingeniería práctica. 2a edición. Ed. Atenco S.A.
- Thayer, T.P. (1945). Review and abstracts. *Transaction American Geophysical Union*. 26-II, 322.
- Trinidad-Santos, A. et al. (1984). Los suelos de ando y sus implicaciones en el desarrollo agrícola de la sierra tarasca. 2a ed. Colegio de Posgraduados. 194 p.
- Trueba-Lara, J. L. (1994). El vaho de lucifer y otros desastres. *Desastres y Prevención Civil*. CONACYT. Sept. 16 (216), 39-41.
- Universidad Autónoma de Nuevo León. (1989). Murales de la naturaleza. Folleto. Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, N.L.
- Van Zuidam R. A. (1986). Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping. International institute for Aerospace Survey and Earth Science (ITC). Netherlands. 442 p.
- Vázquez-Guerrero, M. (1994). Nuevos cen el manejo de desastres. *Desastres y Prevención Civil*. CONACYT. Sept. 16 (216), 27-28.
- Vega, J. (1994). Microzonificación sísmica. *Desastres y Prevención Civil*. CONACYT. Sep. 16 (216), 26-28.
- Velazco, M. H. (1988). Uso y manejo del suelo. Ed. Limusa. México 190 p.
- Verma, S, P. (1987). Mexican volcanic belt: present state of knowledge and unsolved problems. *Geofísica Internacional*, Vol. 26-2, pp. 309-340.
- Villers-Ruiz, L. y J. López-Blanco. (1994?). Evaluación del uso agrícola y forestal del suelo en el cVolcánico transmexicano: caso de la cdel río Temascaltepec, Nevado de Toluca. *Instituto de Geografía, UNAM*. pp. 1 10.
- Werner, G. (1976a). La deforestación en el volcán la "Malinche" y sus consecuencias en el desarrollo de los suelos así como en sus propiedades ecológicas. *comunicaciones 13*. Proyecto Puebla-Taxcala 19-31.
- Werner, G. (1976b). Los suelos en el volcán la "Malinche" altipanicie central mexicana primeros resultados de la investigación sobre su distribución y propiedades ecológicas. *comunicaciones 13*. Proyecto Puebla-Taxcala.

- William, M. J. (1981). Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil survey. Castle House Publications Ltd., U. K., 574 p.
- Williams, H.; R. A. McBirney. (1979). Volcanology. Ed. Freeman, Cooper and Company. San Francisco, Cal. 397 p.
- Witich, M. E. (1917). Los fenómenos microvolcánicos en el pedregal de San Angel. *Société Scientifique "Antonio Alzate"*. *memores t 88* pp. 101-110.
- Wonnacott, T. H. y R. J. Wonnacott. (1972). Introducción a la estadística. México : Limusa. 515 p.
- Wood, C. A. (1980a). Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. p. 137-160.
- Wood, C. A. (1980b). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7 (1980) pp. 387-413
- Yarza-De la Torre, E. (1992a). Volcanes de Iberoamérica. Biblioteca Iberoamericana. México, 1990. pp. 1-126
- Yarza-De la Torre, E. (1992b). Volcanes de México. Instituto de Geografía, UNAM.
- Yokoyama, I. (1991a). Posible la habitación de zonas volcánicas; Japón un claro ejemplo. *Gaceta Universitaria* Jun. 27, 15-18.
- Zoltan-De Cserna. (1989). An outline of geology of Mexico. The Geology of North America. Vol a Geology of North America. an Overview. *The Geological Society of America*.

13. Material cartográfico.

- U.S. Geological Survey. (1934). Plano topográfico del sitio ocupado por el volcán Parícutin y los alrededores, nueve años antes de que naciera el volcán. Escala 1: 10 000. Compilada por la Geological Survey. Fotografías tomadas en 1934 por la Cía. Mexicana Aerofoto S. A., para el Banco de Crédito Agrícola, el control horizontal y vertical fue establecido por Kenneth Segerstrom del Geological Survey.
- U.S. Geological Survey. (1946). Plano topográfico del volcán Parícutin y sus alrededores, tres años después de que nació el volcán. Escala 1: 10 000. Las fotografías fueron tomadas en febrero de 1946 por la Cía. Mexicana Aerofoto S. A., con fondos de la Geological Society of America, el control horizontal y vertical fue establecido por Kenneth Segerstrom del Geological Survey.
- INEGI (1977). Carta topográfica. Paracho. E13B29, México. Escala 1:50 000, 1ª edición.
- INEGI (1977). Carta topográfica. Uruapan. E13B39, México. Escala 1:50 000, 1ª edición.
- INEGI (1985). Carta estatal. Climas. México. Escala 1:500 000. Secretaria de Programación y Presupuesto (SPP). Síntesis Geográfica del Estado de Michoacán. Anexo cartográfico, 1ª edición.
- INEGI (1985). Carta estatal. Geológica. México. Escala 1:500 000. Secretaria de Programación y Presupuesto (SPP). Síntesis Geográfica del Estado de Michoacán. Anexo cartográfico, 1ª edición.
- INEGI (1985). Carta estatal. Hidrología superficial. México. Escala 1:500 000. Secretaria de Programación y Presupuesto (SPP). Síntesis Geográfica del Estado de Michoacán. Anexo cartográfico, 1ª edición.
- INEGI (1985). Carta estatal. Precipitación. México. Escala 1:500 000. Secretaria de Programación y Presupuesto (SPP). Síntesis Geográfica del Estado de Michoacán. Anexo cartográfico, 1ª edición.
- INEGI (1985). Carta estatal. Suelos. México. Escala 1:500 000. Secretaria de Programación y Presupuesto (SPP). Síntesis Geográfica del Estado de Michoacán. Anexo cartográfico, 1ª edición.
- INEGI (1985). Carta estatal. Temperatura media anual. México. Escala 1:500 000. Secretaria de Programación y Presupuesto (SPP). Síntesis Geográfica del Estado de Michoacán. Anexo cartográfico, 1ª edición.
- INEGI (1985). Carta estatal. Topográfica. México. Escala 1:500 000. Secretaria de Programación y Presupuesto (SPP). Síntesis Geográfica del Estado de Michoacán. Anexo cartográfico, 1ª edición.
- INEGI (1985). Carta estatal. Vegetación y uso actual. México. Escala 1:500 000. Secretaria de Programación y Presupuesto (SPP). Síntesis Geográfica del Estado de Michoacán. Anexo cartográfico, 1ª edición.

14. Fotografías aéreas.

Compañía Mexicana Aerofoto, S. A. de C. V. (1946). Vuelo No 217. Parícutin/46. Escala 1:12,000. Negativos Nos. 1, 20, 33 a 46.

Compañía Mexicana Aerofoto, S. A. de C. V. (1985). Vuelo No 2875 Pico Tancitaro/85. Escala 1:25,000. F3-Nos. 18 a 22; F4-Nos 5 a 9 y F5-Nos 15 a 20.

Compañía Mexicana Aerofoto, S. A. de C. V. (1970). Vuelo No 4076 Aeropuerto Uruapan/70. Escala 1:50,000. F3-Nos 2 a 5.

INEGI. Dirección Forestal Edo. Michoacán. (1992). Escala 1: 25 000. L-39 Nos. 1 a 5 y 10 a 13; L-40 Nos. 3 a 5 y 10 a 12; I-41 Nos. 1 a 5 y 10 a 13. E13B39 May/92.