

GEOLOGIA DEL VOLCAN CEBORUCO, NAYARIT, CON UNA ESTIMACION DE RIESGOS DE ERUPCIONES FUTURAS

Stephen A. Nelson*

RESUMEN

El Volcán Ceboruco se localiza en la porción occidental del Eje Neovolcánico Transmexicano. Su historia eruptiva está dividida en tres etapas, separadas por acontecimientos de formación de las dos calderas que están en la cumbre del volcán. La primera se caracterizó por erupciones efusivas de lava andesítica; durante esta etapa hubo también actividad en sus flancos noroccidental y suroriental, donde se formaron conos escoriáceos de basalto y andesita basáltica. Después de un tiempo largo de reposo, una erupción pliniana de pómez riodacítica acompañada por erupciones de derrames piroclásticos, causó el derrumbe de la cumbre del volcán y la formación de la primera caldera. Esta erupción ocurrió hace 1,000 años. La segunda etapa empezó con la erupción de un domo volcánico dacítico en el piso de la primera caldera y de un derrame grande de lava dacítica desde la cumbre de este domo, terminando con la formación de la segunda caldera en el centro del domo. Durante la tercera etapa se emplazó un domo andesítico en el centro de la segunda caldera y se emitieron erupciones de derrames de lava andesítica por las fracturas anulares de las calderas, cubriendo los flancos septentrional y meridional del volcán. La única erupción histórica bien documentada ocurrió en el año de 1870, cuyo resultado fue un derrame de lava riodacítica en el flanco occidental del Ceboruco.

Hubieron por lo menos ocho erupciones de este volcán en los últimos 1,000 años y es por ello que el Ceboruco debe considerarse como volcán activo, con posibilidades de erupciones futuras. Es necesario que tanto la comunidad científica como las autoridades del Gobierno conozcan los riesgos potenciales que representa este volcán, para los cuales se presenta una serie de mapas, mostrando las áreas de potenciales erupciones efusivas, de erupciones de cenizas y derrames piroclásticos, de derrames de lodo y de inundaciones.

ABSTRACT

Volcán Ceboruco is located in the western portion of the Trans-Mexican Volcanic Belt. The eruptive history of this volcano is divided into three stages, separated by events which caused the formation of two calderas which crown the top of the volcano. The first stage was characterized by effusive eruptions of andesitic lavas. During this first stage basaltic and basaltic andesite cinder cones were emplaced on the northwestern and southeastern flanks of the volcano. After a long period of repose, a plinian eruption of rhyodacite pumice, accompanied by eruptions of pyroclastic flows caused the collapse of the top of the volcano to form the first caldera. This eruption took place about 1,000 years ago. The second stage began with the eruption of a dacite volcanic dome on the floor of the first caldera, which was followed by the eruption of a large dacite lava flow from the top of this dome, and ended with the formation of a second caldera in the center of this dome. In the third stage, an andesitic volcanic dome was emplaced in the center of the second caldera, and effusive eruptions of andesitic lava flows continued from the caldera ring fractures, eventually covering the northern and southern flanks of the volcano. In the year 1870 Ceboruco erupted in its only well documented historic eruption. During this eruption a rhyodacitic lava flow was emplaced on the western flank of the volcano.

There have been at least eight eruptions from this volcano in the last thousand years, and for this reason Ceboruco must be considered an active volcano with the possibility of erupting again in the future. Because of this fact, it is important that scientists and government officials have knowledge of the possible hazards of future eruptions in order to help in minimizing the effects of future eruptions on human life and the economy of the country. For this reason, maps of potential hazard areas from effusive eruptions, ash eruptions, eruptions of pyroclastic flows, mud flows, and floods are presented.

INTRODUCCION

El Volcán Ceboruco está localizado en el extremo noroccidental del Eje Neovolcánico Transmexicano, cerca de los poblados de Ahuacatlán y Jala, en el

Estado de Nayarit. El Ceboruco es el único volcán de esta parte del Eje Neovolcánico Transmexicano que ha tenido una erupción histórica y por eso presenta la posibilidad de entrar nuevamente en actividad. Su última erupción ocurrió en el año 1870. Nelson (1980) presentó datos de, por lo menos, ocho erupciones en los últimos 1,000 años, resultando con una periodicidad promedio de una erupción cada 125 años. Aunque la periodici-

* Department of Geology and Meso American Ecology Institute, Tulane University, New Orleans, LA 70118, E.U.A.

dad tiene poco valor estadísticamente para pronosticar erupciones, puede inferirse que nuevas erupciones son muy probables.

Las erupciones recientes del Volcán Monte Santa Helena en los Estados Unidos de América y el Chichonal en el Estado de Chiapas han mostrado la importancia de los efectos que podría tener una erupción en la región alrededor de un volcán que no ha hecho erupción durante los últimos 100 años o más. Por eso es de gran trascendencia, tanto para la comunidad científica como para las autoridades del Gobierno, tener información sobre las erupciones pasadas de dichos volcanes. La intención de este artículo es dar información a todos los interesados acerca de la posibilidad de futuras erupciones del Ceboruco.

En este artículo serán resumidos los trabajos de Nelson (1980) sobre la geología e historia eruptiva del Ceboruco, y en función de ellos se discutirán los posibles riesgos de erupciones futuras.

GEOLOGIA GENERAL DE LA REGION

El Ceboruco es un volcán de tamaño medio, con un volumen aproximado de 60 km^3 , ubicado en las coordenadas $104^{\circ}30' \text{ W}$, $21^{\circ}7.5' \text{ N}$, cerca de los poblados de Ahuacatlán y Jala, Nayarit. Forma parte de la cadena de volcanes que se extiende desde Guadalajara, Jalisco hasta Tepic, Nayarit, e incluye los centros volcánicos de la Sierra La Primavera, Tequila, Ceboruco, Tepetitlic, Santa María del Oro, Sangangüey, Las Navajas, San Juan, una caldera sin nombre cerca de Tepic y muchos pequeños conos escoriáceos y domos riolíticos y dacíticos (Figura 1). Se han presentado aspectos de la geología de esta región (Barrera, 1931; Thorpe y Francis, 1975; Gastil *et al.*, 1978, 1979; Demant, 1979; Nelson, 1980; Nelson y Carmichael, 1984). En particular, Luhr (1978) informó sobre una erupción pliniana del Volcán San Juan que ocurrió hace 15,000 años; Livieres (1983) discutió en detalle la geología y petrología del Volcán Sangangüey; Thorpe y Francis (1975), Demant (1979) y Nelson (1980) rindieron un informe sobre la geología del Ceboruco, y Mahood (1980, 1981) discutió la geología y petrología de la Sierra La Primavera, que es un conjunto de domos riolíticos. Luhr y Carmichael (1981) y Nelson y Carmichael (1984) trataron el magmatismo calcialcalino y alcalino combinados en la parte occidental del eje volcánico y junto con Demant (1979) sugirieron que la región limitada por la fosa tectónica de Colima y el segmento noroccidental del Eje Neovolcánico Transmexicano represente una zona de tensión que separa la parte extrema suroccidental de México y Baja California.

Con la excepción de las Sierras La Primavera y Las Navajas, que son volcanes riolíticos alcalinos, los volcanes de esta porción del Eje Neovolcánico Transmexicano han emitido lavas y cenizas calcialcalinas. Los

volcanes Sangangüey y Tequila no tienen calderas, pero los otros, como San Juan, Tepetitlic, Santa María del Oro y Ceboruco sí las tienen y son del tipo-Krakatoa, como fue definido por Williams y McBirney (1979). Estas calderas fueron el resultado de grandes erupciones de cenizas y pómez silíceas en las últimas fases de sus historias eruptivas (Thorpe y Francis, 1975; Luhr, 1978; Demant, 1979; Nelson, 1980).

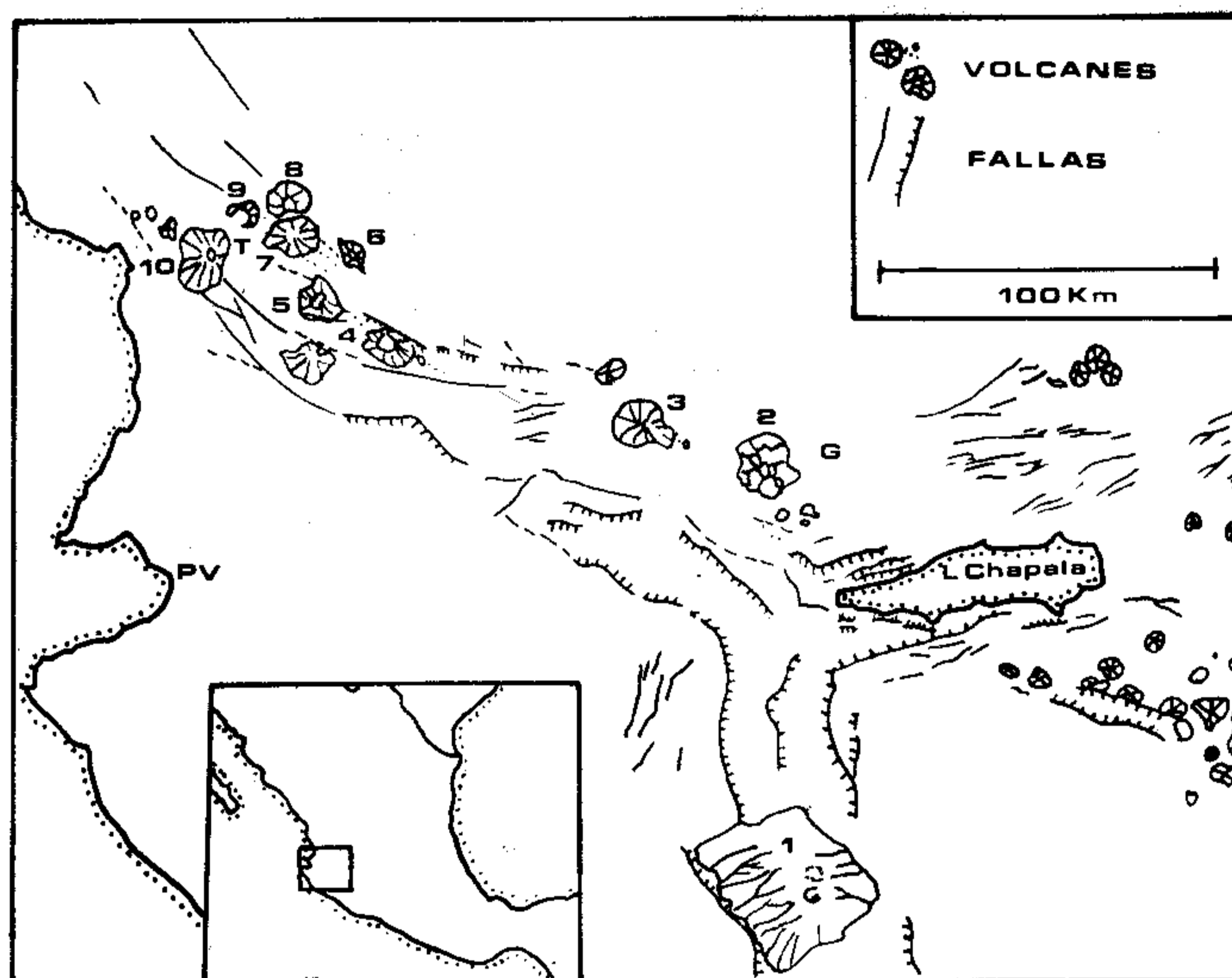


Figura 1.- Mapa de la porción occidental de México, mostrando los volcanes y fallas inferidas de imágenes de satélite. G = Guadalajara, T = Tepic, PV = Puerto Vallarta, 1 = Complejo Volcánico de Colima, 2 = Sierra La Primavera, 3 = Volcán Tequila, 4 = Volcán Ceboruco, 5 = Volcán Tepetitlic, 6 = Caldera de Santa María del Oro, 7 = Volcán Sangangüey, 8 = Volcán Las Navajas, 9 = una caldera vieja sin nombre, y 10 = Volcán San Juan (Nelson y Carmichael, 1984).

En general, los volcanes de esta porción del Eje Neovolcánico Transmexicano están alineados de acuerdo con las direcciones estructurales que se encuentran en el área. Estas direcciones se manifiestan por las fallas regionales (Gastil *et al.*, 1978) y por los conos escoriáceos alineados en los alrededores de los estrato-volcanes (Nelson y Carmichael, 1984).

Al norte y sur de este segmento del Eje Neovolcánico Transmexicano se presentan rocas miocénicas, principalmente ignimbritas riolíticas y andesitas (Gastil *et al.*, 1978); que están sobre una secuencia de rocas arcillosas intrusionadas por granitos y gabros.

GEOLOGIA E HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCAN CEBORUCO

El Volcán Ceboruco tiene una altura de 2,200 m.s.n.m. y una elevación de aproximadamente 1,000 m sobre los valles adyacentes de Jala y Ahuacatlán. En su cumbre hay dos calderas, la más grande tiene un diámetro de 3.7 km y la más pequeña de 1.5 km.

Las laderas oriental y meridional están cubiertas por vegetación. Sin embargo, las laderas occidental y septentrional están cubiertas por derrames de lava que parecen muy recientes. En la ladera suroriental se encuentran dos domos volcánicos y un cono escoriáceo, y en la noroccidental algunos conos escoriáceos. Estos se alinean con una serie de pequeños volcanes en dirección noroccidental, que pasa por el Ceboruco, paralela a la estructura general de la región.

A continuación se presenta un resumen de la historia eruptiva, tal como la reportó Nelson (1980). Thorpe y Francis (1975) y Demant (1979) discutieron la historia eruptiva del Ceboruco y existen diferencias entre las tres interpretaciones. Este artículo presenta evidencias para aclarar las diferencias, con la esperanza de resolver las controversias.

PRIMERA ETAPA DE ACTIVIDAD

La historia eruptiva del Ceboruco comprende tres etapas separadas por la formación de las dos calderas. La primera etapa, que corresponde a la construcción del cono principal, se caracteriza por lavas andesíticas de 1.0 a 5.0 m de espesor. Se pueden encontrar derrames de tipo *aa* con brechas en la parte superior y en la base. Estas lavas del Ceboruco están bien expuestas en las paredes de la caldera exterior. No existe material piroclástico entre los derrames, lo que indica que la primera fase de construcción fue esencialmente de actividad efusiva y no violenta.

Las andesitas de la primera etapa tienen composiciones con poca variabilidad, como indican las desviaciones de la normal en la Tabla 1. Petrográficamente, estas andesitas tienen texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa e hiperstena y ocasionalmente cristales de olivino y augita. Las matrices son de vidrio con microlitas de plagioclasa, hiperstena y titanomagnetita.

Antes de la formación de la primera caldera, el volcán probablemente logró una elevación de 2,700 m, 500 m más que su altura actual, alcanzando un volumen de 40 km³. Este cálculo aproximado se basa en una proyección de los flancos en forma cónica (Figura 2).

En las paredes de la caldera exterior, o primera caldera, se observan diques que cortan las lavas de la primera etapa. En la mayoría de los casos los diques se extienden hasta la cumbre de la pared, pero hay algunos que claramente fueron fuentes de los derrames de lava que cubren los flancos exteriores del volcán. Lo anterior evidencia que a fines de la evolución del cono volcánico hubieron erupciones, no solamente desde un orificio central, sino también de orificios laterales ubicados en la zona de las fracturas que eventualmente formarían la caldera.

Algunos de los conos escoriáceos de la periferia del aparato volcánico son contemporáneos de esta primera etapa. Estas lavas tienen composiciones de basaltos

ricos en aluminio, hasta andesitas con composiciones semejantes a las que fueron emitidas por el cono principal del Ceboruco en la primera etapa de su actividad. Estos basaltos y basaltos andesíticos son porfídicos con fenocristales de plagioclasa y olivino, en una matriz que consiste en vidrio, plagioclasa augita y titanomagnetita.

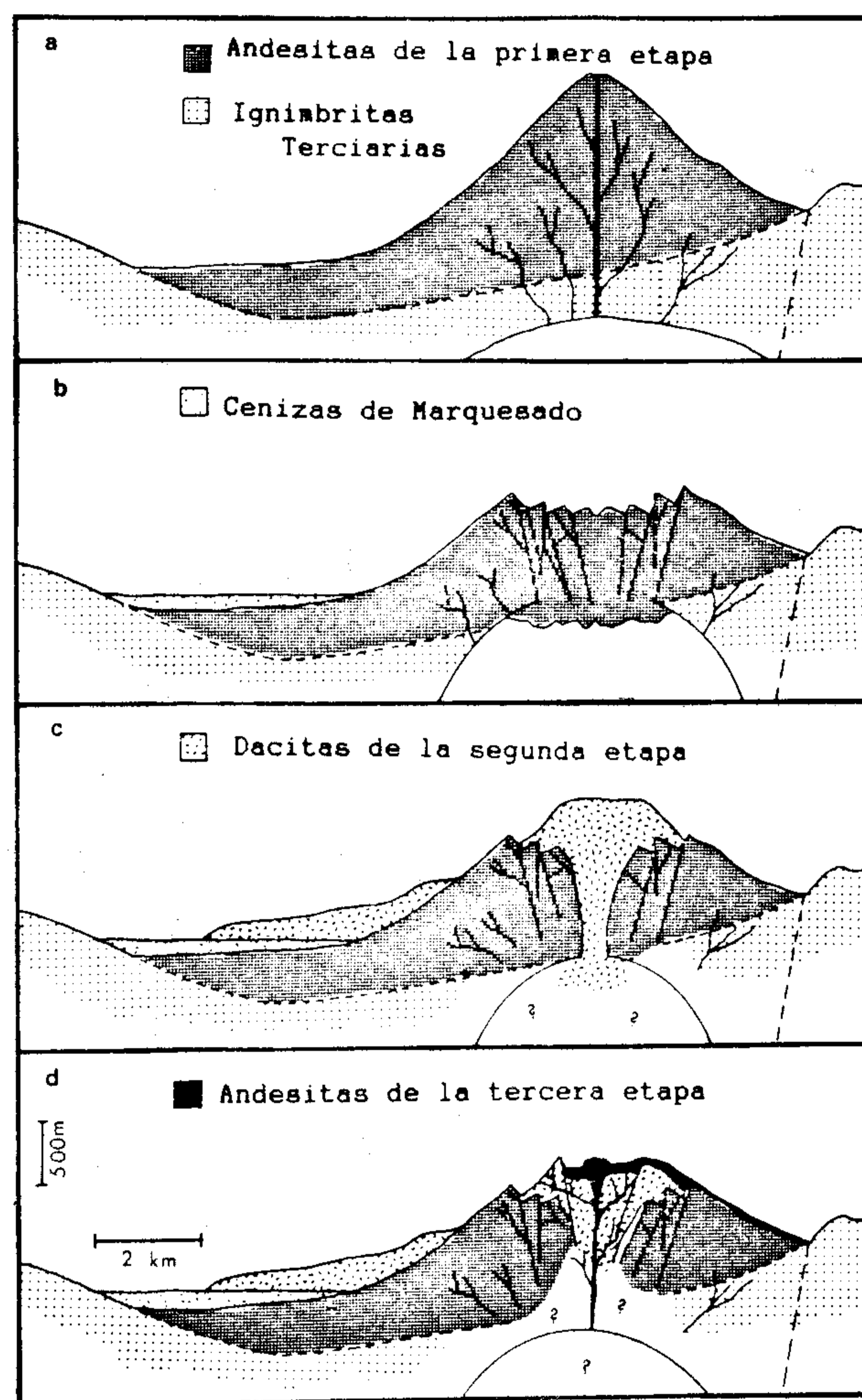


Figura 2.- Etapas del desarrollo del Volcán Ceboruco. a) Hacia el final de la primera etapa. b) Después del final de la primera etapa y la formación de la primera caldera. c) Hacia el final de la segunda etapa mostrando el domo volcánico Dos Equis dentro de la primera caldera y el derrame de Copales en el flanco suroccidental del volcán. d) Estado actual del Ceboruco.

Un domo volcánico de riolita se formó en el flanco suroriental, que constituye el Cerro Pochetero (Figura 3), así como otro de riodacita, el Cerro Pedregoso, que se formó también en el flanco suroriental al final de esa etapa. En el flanco noroccidental, el derrame Destiladero de la misma composición probablemente tiene la misma edad.

Todas estas erupciones de los flancos estuvieron concentradas en una zona que se extiende en dirección NW-SE, con una anchura máxima de 5 km. Como se mostrará posteriormente, las erupciones en los flancos

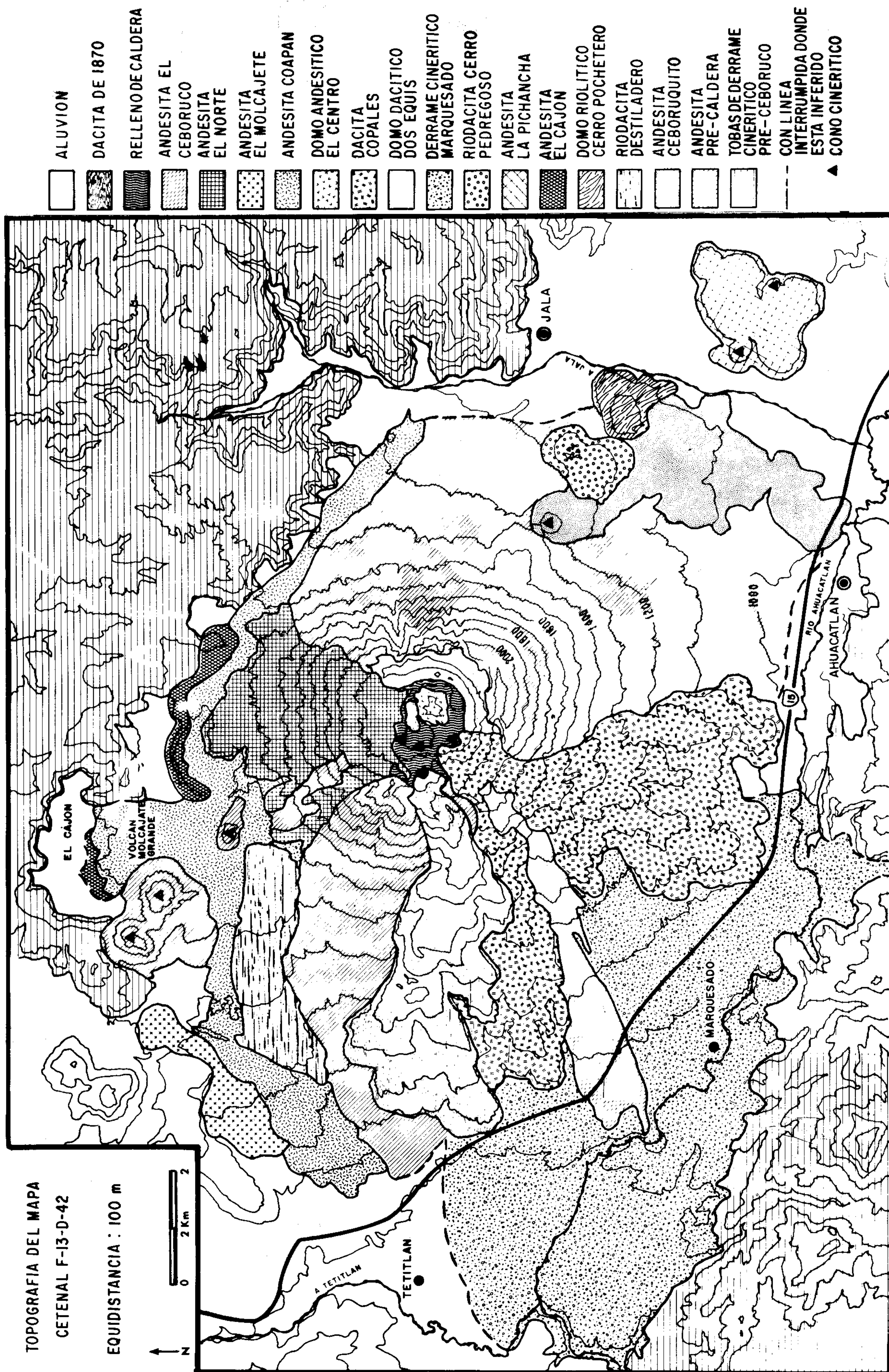


Figura 3.- Mapa geológico del Volcán Ceboruco y sus alrededores (Nelson, 1980).

del Ceboruco estuvieron íntimamente asociadas a las erupciones centrales del mismo volcán.

En las laderas oriental y occidental existen barrancas o arroyos hondos que cortan los flancos del volcán. Estos arroyos no cortan al piso de la caldera exterior, por lo cual deben haberse formado antes que la caldera. Por esta razón, parece que un largo tiempo de erosión transcurrió entre las últimas erupciones del cono principal y la formación de la primera caldera.

FIN DE LA PRIMERA ETAPA: ERUPCION DE LA POMEZ DE JALA Y LAS CENIZAS DE MARQUESADO

En las faldas meridional, oriental y septentrional del Ceboruco se pueden encontrar depósitos gruesos de pómez blanca. Estos depósitos tienen espesores de hasta 15 m en las áreas septentrional y occidental del Ceboruco, como se puede apreciar en el mapa de isopacas de la Figura 4. El depósito se encuentra en la cima de las paredes de la caldera exterior, pero no ha sido encontrado sobre las lavas emitidas desde dentro de la caldera exterior. En los flancos del volcán el depósito está muy erosionado. Solamente en el norte, en un lugar que Iglesias y colaboradores (1877) llamaron Cumbre de los Puertos, existe el depósito que parece tener un espesor casi igual al original. En los otros flancos existe pómez que ha sido erosionada desde los tiempos en que fue emplazada. En lugares cerca del Ceboruco se ve que el depósito consiste hasta en ocho unidades. Sin embargo, a una distancia de 5 km del Ceboruco, el mismo depósito consiste normalmente de cinco unidades; tres unidades de pómez de caída libre, separadas por dos unidades de cenizas de grano fino. Estas unidades individuales desaparecen a más de 15 km del Ceboruco. Las capas de grano fino probablemente representan el polvo que cayó entre los pulsos explosivos de la erupción pliniana. Nelson (1980) obtuvo dos fechas por C^{14} en carbón encontrado debajo de este depósito, que nombró pómez de Jala. Los datos con sus errores son $1,020 \pm 200$ y $1,030 \pm 200$ años A.P.

El mapa de isopacas de la Figura 4 indica claramente que el espesor del depósito disminuye hacia el noreste y que el Ceboruco fue el origen de este depósito. Sin embargo, Demant (1979) arguye que este depósito pliniano provino del domo volcánico ubicado en el flanco suroriental del Ceboruco (Cerro Pedregoso, Figuras 3 y 4). Su argumento se basa en el hecho de que el depósito "disminuye hacia la caldera y desaparece antes de alcanzar el límite de ésta". Sin embargo, los depósitos de espesor máximo ocurren al norte y noreste del Ceboruco como se muestra en la Figura 4. El espesor disminuye entre el domo volcánico en el sureste del Ceboruco hacia la caldera, debido a que la erosión ha removido gran parte del depósito de esta área.

El domo volcánico Cerro Pedregoso en realidad tiene una composición muy semejante a la pómez de

Jala, como lo menciona Demant (1979). También el derrame de lava El Destiladero (Figura 3), emitido por el flanco noroccidental tiene una composición parecida a la pómez de Jala, indicando que las erupciones de los flancos no fueron la fuente de los depósitos de pómez, sino que probablemente el magma que produjo la erupción pliniana se filtró por una fractura poco tiempo antes o después de la erupción pliniana. Los datos químicos presentados por Nelson (1980) sugieren que estas erupciones en los flancos ocurrieron antes de la erupción pliniana.

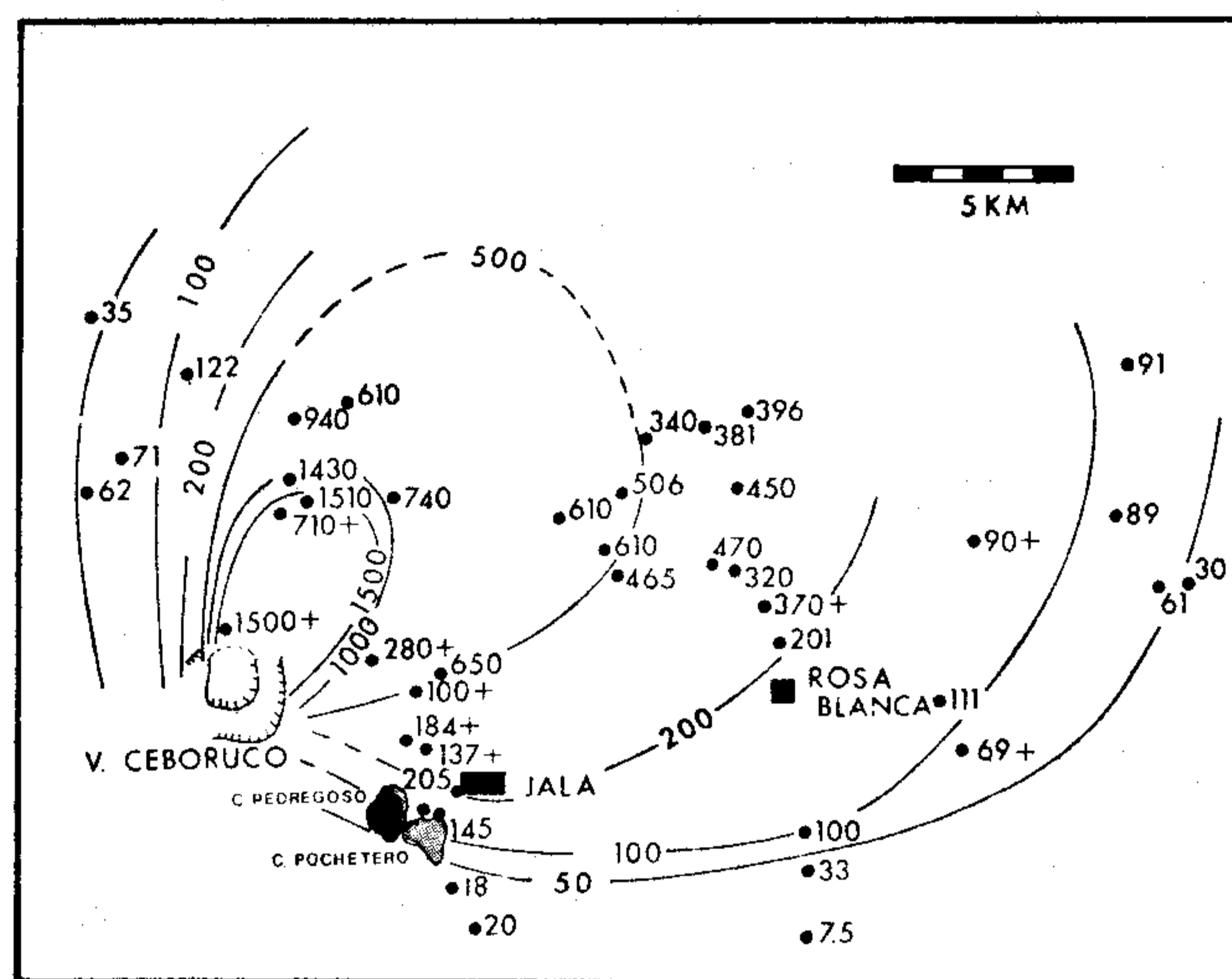


Figura 4.- Mapa de isopacas de la unidad inferior de la pómez de Jala. Los números indican el espesor del depósito en centímetros.

En el flanco suroccidental del Ceboruco, en el valle del Río Ahuacatlán entre las poblaciones de Ahuacatlán y Tetitlán, hay depósitos de cenizas que consisten en granos finos de vidrio volcánico, fragmentos de pómez blanca bien redondeados y fragmentos líticos angulares. Este depósito, nombrado cenizas de Marquesado, es un depósito de un derrame piroclástico. Cerca de la población de Marquesado, el depósito tiene un espesor de 60 m donde el Río Ahuacatlán lo cortó completamente. Este no se encuentra en el flanco suroccidental del Ceboruco, porque el suroriental ahora está cubierto por derrames de lava emitidos después del depósito de las cenizas del Marquesado. El depósito tiene una cima casi plana, excepto donde está disectado por erosión y se encuentra al suroeste y sur del Ceboruco, llenando los valles tributarios del Río Ahuacatlán. Una sección estratigráfica del depósito de las cenizas de Marquesado se muestra en la Figura 5. Se observa que la unidad más baja consiste en gravas fluviales que fueron depositadas por el Río Ahuacatlán antes del depósito de cenizas; esta capa consiste en cenizas coloradas de granos muy finos, fragmentos líticos y lapilli de pómez subredondeada. La próxima capa está compuesta por 80% de fragmentos líticos andesíticos con 20% de cenizas de granos muy

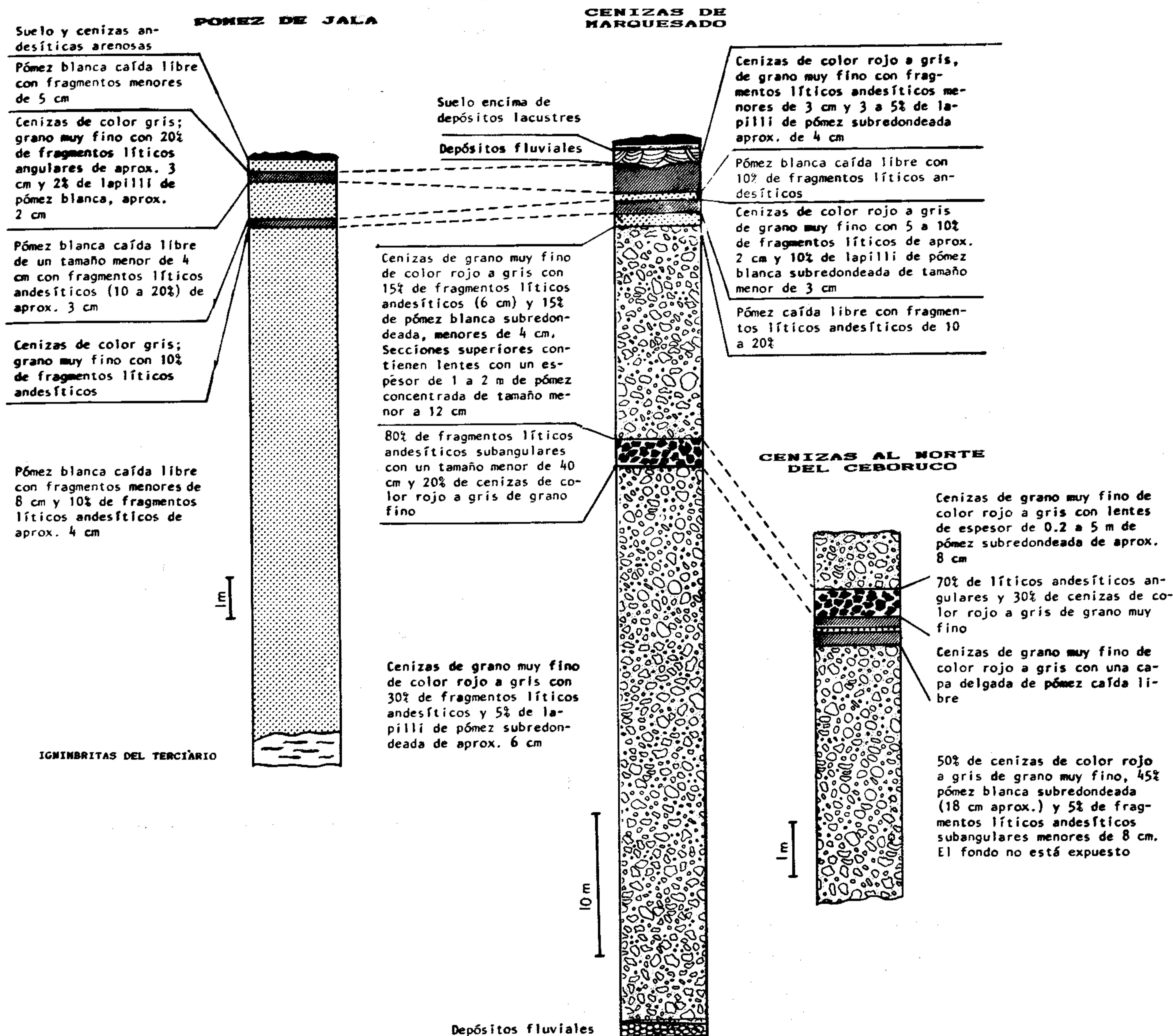


Figura 5.- Secciones estratigráficas de la pómez de Jala, las cenizas de Marquesado y la unidad de cenizas que está localizada al norte del Ceboruco, mostrando las correlaciones tentativas entre los diversos depósitos.

finos. Esta capa puede representar un lahar o fragmentos de la pared de la caldera exterior, estando ausente en el volcán anteriormente nombrado de esta área. La capa superior es semejante a la inferior, con granos de ceniza muy finos, fragmentos líticos y pómez subredondeada blanca. No obstante, en las partes más altas de esta capa hay algunos lentes de pómez concentrada, que son típicos de depósitos de derrames piroclásticos. El depósito es parecido a la secuencia observada en la pómez de Jala, consistiendo en pómez de caída libre, interestratificada con cenizas de grano fino. Nelson (1980) correlacionó esta parte del depósito con los de la pómez de Jala. En general, las cenizas de Marquesado están cubiertas por una capa de gravas fluviales. Sin embargo, en las partes más orientales, éstas están cubiertas por

capas de poco espesor que asemejan depósitos lacustres. Estas relaciones indican que cuando las cenizas fueron emplazadas en el valle, éstas obstruyeron los drenajes, creando un lago sobre el depósito, que inundó los valles de Jala y Ahuacatlán.

Al norte del Ceboruco hay otro depósito pequeño de cenizas muy semejantes a las de Marquesado. Este depósito también está localizado debajo de una parte de la caldera donde no hay paredes.

Nelson (1980) obtuvo la edad de 1,500 años C^{14} en una muestra de carbón encontrado dentro de las cenizas de Marquesado, lo cual representa un problema, pues nunca se ha visto una interrupción erosional en la secuencia del depósito del derrame piroclástico a través de la pómez de caída libre. Nelson (1980) sugirió que

el fragmento de carbón procedía de un árbol más viejo, que fue recogido por la nube ardiente. Sin embargo, las relaciones todavía no están bien comprendidas.

El volumen total de las cenizas de Marquesado y la pómez de Jala ha sido calculado en 2 km^3 , reducido al volumen de magma y fragmentos líticos; (la pómez de Jala con 5 km^3 originalmente y las cenizas de Marquesado 0.2 km^3 , con fragmentos líticos contando por la parte restante 0.5 km^3).

Aunque Demant (1979) concluyó que la erupción de la pómez de Jala no podría haber causado la formación de la primera caldera, el hecho de que esta pómez se encuentre únicamente encima de partes del volcán que se formaron antes de la caldera y en ningún sitio se encuentre en derrames de lava emplazada después de la formación de la caldera, indica que la pómez fue de una de las últimas erupciones antes de su desplome, sugiriendo una conexión entre los dos eventos.

Nelson (1980) estimó que el volumen faltante del Ceboruco como resultado de la formación de la caldera es de aproximadamente 3.4 km^3 . No obstante, sólo 2 km^3 pueden explicarse por la erupción de pómez, cenizas y fragmentos líticos. No obstante, un caso semejante es el de la formación de la caldera de Lago Cráter, Oregón, donde Williams y Goles (1968) interpretaron sólo 67% del volumen restante como material emitido durante la erupción.

De esta manera, es muy probable que la primera etapa de la historia eruptiva del Ceboruco haya terminado con la erupción de la pómez de Jala y las cenizas de Marquesado hace cerca de 1,000 años. La caldera exterior del Ceboruco es, pues, un rasgo muy joven.

SEGUNDA ETAPA DE LA HISTORIA ERUPTIVA

Después de la formación de la primera caldera, el Ceboruco empezó a construir un domo volcánico de dacita dentro de la caldera exterior. Este domo alcanzó un diámetro de 1.7 km con una altura de 280 m sobre el piso de la primera caldera. La segunda caldera, o caldera interior, se formó dentro de este domo, al que Nelson (1980) nombró el Domo Dos Equis. Se estima que el volumen antes del colapso del domo era de 1.3 km^3 .

Las paredes interiores de la segunda caldera no están formadas por derrames de lava o ceniza como las de la caldera exterior. Por esto, es evidente que la estructura en realidad sea un domo volcánico. Sin embargo, hay dos excepciones. En la parte suroriental de la pared de la caldera interior hay evidencia de un derrame de lava, también dacítica, en la cima. Se observa que esta lava cubre el flanco suroriental del domo. En el rincón suroccidental de la caldera interior, también hay derrames de lava en la cima de la pared. Estas lavas fluyeron sobre el flanco suroccidental del volcán, creando gruesos derrames de lava dacítica que se exten-

dieron en dos lóbulos sobre los flancos. Este derrame, marcado como derrame de Copales en la Figura 3, tiene un volumen estimado de 1.4 km^3 .

Las rocas dacíticas de la segunda etapa son porfídicas con fenocristales de plagioclasa, hiperstena y augita. En las rocas del domo, la mesostasis es microcristalina y consiste en cristales de plagioclasa, hiperstena, augita, ilmenita y titanomagnetita. Las rocas de los derrames tienen matrices que consisten en vidrio con microlitas de los mismos minerales que se encuentran en la mesostasis de las rocas del domo. En estas dacitas también se encuentran xenolitos de basalto porfídico que tienen fenocristales de olivino, plagioclasa y augita en una matriz de plagioclasa, hiperstena y titanomagnetita. Estos xenolitos llegan a medir hasta 10 cm de diámetro y en algunas ocasiones se encuentran fragmentados y mezclados con las dacitas, formando xenocristales de olivino y plagioclasa.

En la cima de la pared de la caldera interior, donde se originó el derrame de lava de Copales, se puede observar que el derrame fue alimentado por dos diques y que el derrame tiene un ángulo de inclinación casi horizontal. Por eso, se piensa que probablemente la fuente original estuvo cerca de la cima del domo.

Sin embargo, después de la erupción de estos derrames de lava, el domo Dos Equis sufrió un colapso para formar la caldera interior. Es difícil explicar la formación de esta caldera. Thorpe y Francis (1975) piensan que fue el resultado de la erupción de la pómez de Jala, pero Demant (1979) y Nelson (1980) desecharon esta posibilidad porque nunca se encuentra la pómez dentro de la caldera exterior ni sobre derrames de lavas que tenían fuentes dentro de esta caldera. En su lugar, estos dos autores prefieren una explicación que implique el drenaje de una cámara de magma debajo del domo por erupciones de lava por los flancos del volcán. Nelson (1980) sugirió que la fuente del derrame de lava de Copales cambió desde la cima del domo hacia abajo los flancos y que después el domo sufrió un colapso lentamente.

TERCERA ETAPA DE LA HISTORIA ERUPTIVA

Después de que el domo Dos Equis sufrió el colapso, empezó la tercera y actual etapa de erupciones; comenzando con una erupción de un domo andesítico en el centro de la caldera interior, el Ceboruco volvió a tener erupciones de lava con composiciones andesíticas (Tabla 1). Estas lavas son un poco diferentes a las de la primera etapa. Contienen más SiO_2 y son más ricas en TiO_2 y K_2O que las lavas de la primera etapa. También la clinopiroxena es más abundante en las andesitas de la tercera etapa que en las de la primera.

Después de la actividad en el centro de la caldera interior, las fuentes de erupciones cambiaron a las fracturas de la caldera en el lado septentrional del volcán. Aquí se produjeron lavas andesíticas del tipo aa o blo-

Tabla 1.- Datos químicos.

	1	DN*	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	58.50	0.78	50.51	52.58	55.75	55.06	56.72	73.78	69.23
TiO ₂	0.97	0.08	1.31	1.58	1.45	1.69	1.09	0.12	0.32
Al ₂ O ₃	17.85	0.39	20.75	18.10	17.81	17.78	17.85	13.80	15.55
FeO*	5.55	0.24	8.40	8.32	7.37	8.45	6.74	1.41	2.13
MnO	0.11	0.01	0.15	0.14	0.14	0.16	0.12	0.07	0.11
MgO	2.75	0.31	5.87	5.40	4.23	3.55	4.30	0.03	0.37
CaO	6.22	0.28	8.44	8.28	7.54	6.85	7.31	0.55	1.48
Na ₂ O	4.03	0.18	3.71	3.82	4.07	4.39	3.89	5.21	5.59
K ₂ O	1.80	0.10	0.57	1.40	1.35	1.45	1.70	4.45	3.30
P ₂ O ₅	0.22	0.05	0.30	0.37	0.30	0.61	0.29	0.00	0.08
H ₂ O								0.22	0.95
Total			100.01	99.99	100.01	99.99	100.01	99.64	99.11

	9	10	11	12	13	DN	14	15	DN
SiO ₂	67.50	68.37	63.62	63.99	60.53	0.45	68.17	67.85	0.18
TiO ₂	0.32	0.30	0.89	0.81	1.24	0.06	0.59	0.63	0.02
Al ₂ O ₃	15.29	15.40	17.11	16.67	16.69	0.12	15.29	15.30	0.05
FeO*	2.18	2.09	4.17	4.38	5.78	0.33	2.99	3.50	0.11
MnO	0.10	0.10	0.09	0.12	0.13	0.01	0.08	0.08	0.00
MgO	0.53	0.37	1.62	1.38	2.34	0.18	0.69	0.69	0.02
CaO	1.82	1.51	3.76	3.66	5.24	0.22	1.99	2.11	0.01
Na ₂ O	5.07	5.30	5.24	5.36	4.63	0.10	5.30	5.22	0.07
K ₂ O	3.29	3.22	2.42	2.44	2.13	0.06	3.78	3.53	0.15
P ₂ O ₅	0.17	0.09	0.32	0.40	0.37	0.06	0.12	0.13	0.01
H ₂ O	2.97	2.49	0.05	0.25			0.32		
Total	99.24	99.24	99.29	99.46			99.32		

- 1 Promedio de 25 análisis por XRF de lavas emplazadas antes de la formación de la caldera exterior.
 - 2 Cono escoriáceo 0.5 km al oeste de Tequepexpan.
 - 3 Cono escoriáceo al N-O del Volcán Molcajete Grande.
 - 4 Cono escoriáceo 3 km al sur de Jala.
 - 5 Volcán El Molcajete.
 - 6 Cerro Cristo Rey, al este de Ixtlán del Río.
 - 7 Riolita del Cerro Pochetero (Muestra 104 de Nelson, 1980).
 - 8 Riodacita del Cerro Pedregoso (Muestra 122 de Nelson, 1980).
 - 9 Pómez de las cenizas de Marquesado (Muestra 353 de Nelson, 1980).
 - 10 Pómez de Jala (Muestra 364 de Nelson, 1980).
 - 11 Dacita del domo Dos Equis (Muestra 55 de Nelson, 1980).
 - 12 Dacita del derrame de Copales (Muestra 106 de Nelson, 1980).
 - 13 Promedio de ocho análisis de andesitas emplazadas después de la formación de la caldera interior (Nelson, 1980).
 - 14 Riodacita del derrame pequeño dentro de la caldera interior que es semejante a la lava de 1870 (Muestra 3 de Nelson, 1980).
 - 15 Promedio de tres análisis del derrame de 1870 (Nelson, 1980).
- *DN = la desviación de la normal para los análisis promedio.

Análisis 2 - 6 son de XRF, por el presente autor.

ques para cubrir el flanco septentrional del Ceboruco. Uno de estos derrames poco viscosos continuó fluyendo hasta el oeste, después de alcanzar el piso del valle al norte del Ceboruco, y otro fue al oriente, pasando por la punta en que está ahora localizado el poblado de Copan. Estas lavas ya no están cubiertas por vegetación y por eso manifiestan un aspecto muy joven.

Dos cráteres ubicados sobre el margen septentrio-

nal de la caldera interior probablemente se formaron durante las erupciones que produjeron las lavas que cubren al flanco septentrional. Sin embargo, en la mayoría de los casos, estas lavas parecen haber sido emitidas por las fracturas circulares de las dos calderas y, por eso, las paredes de estas últimas en el lado septentrional del Ceboruco ya están cubiertas por lava. Otra erupción en el centro de la caldera produjo un derrame pequeño de

andesita encima del domo central, que también parece muy joven.

En el flanco suroccidental del volcán, otra lava andesítica (el derrame de Ceboruco, Figura 3) fue emplazada, alcanzando una distancia de 7 km de su fuente y también con un aspecto muy joven. Por esta razón, Thorpe y Francis (1975) y Demant (1979) identificaron este derrame como resultado de la erupción de 1870. Esta controversia se discute en el Apéndice del presente artículo. No obstante, es fácil deducir porqué esta lava ha llevado erróneamente a muchas personas a la conclusión de que es la de 1870, ya que tiene una superficie muy joven y le falta vegetación. Es posible que el Ceboruco haya recibido su nombre de este derrame, pues Ceboruco quiere decir roca esponjosa (Caravantes, 1870) y esta lava tiene muchas vesículas. Un cono escoriáceo, ubicado en el rincón suroriental de la caldera interior, probablemente se formó durante la erupción de la lava mencionada.

ERUPCIONES HISTÓRICAS DEL CEBORUCO

La única erupción bien documentada del Ceboruco ocurrió en el año de 1870. Empero, Peña-Navarro (1946, 1956) mencionó dos erupciones en sus artículos sobre el Estado de Nayarit; una en el año 1542 y otra en 1567 (véase el Apéndice). En vista de que Peña-Navarro ofrece pocos detalles sobre estas erupciones, no es posible establecer cuál de éstas produjo algún derrame de lava dejando abierta la posibilidad para especular si éstas en realidad produjeron derrames de lava y si éstos son los nombrados el Ceboruco, el derrame del norte (Figura 3) o el que fue emitido encima del domo central, ya que todos parecen muy jóvenes.

La erupción en el año 1870 fue observada por Caravantes (1870) e Iglesias y colaboradores (1877). Empezó el 23 de febrero con erupciones explosivas de ceniza que fueron seguidas por la emisión de un derrame de lava. Las erupciones se concentraron abajo de La Coronilla, el punto más alto que está localizado en la ladera occidental del volcán. El derrame de lava emplazado por la erupción cubre el flanco suroccidental del Ceboruco y tiene una longitud de 7.5 km, con un espesor de más de 200 m en algunas partes. El volumen total de este derrame riódacítico (Tabla 1) es de más de 1.1 km³.

El cráter actual de la erupción más reciente tiene una forma elíptica de 150 por 100 m. En su fondo se encuentra un domo volcánico pequeño, con un diámetro aproximado de 40 m y una altura de 15 m. En las paredes occidentales del cráter se puede observar un dique que alcanza la fuente por donde salieron las últimas partes de la lava; pareciendo indicar que la erupción de lava empezó donde está ubicado el domo y migró hacia el poniente durante la erupción. Algunas fotografías del área del cráter de 1870 pueden verse en el artículo de Barrera (1931, figs. 18, 19, 20, 21 y 22).

Al oriente de la cumbre La Coronilla está un cráter que contiene cuatro cráteres anidados. En el lado oriental de este cráter se encuentra un derrame bulboso grueso de lava de poco volumen, con una composición muy semejante a la riódacita que fue emitida en 1870 (Tabla 1). Esta lava no se encuentra en los mapas de Iglesias y colaboradores (1877), pero ellos probablemente no entraron en la caldera interior y por eso no supieron que esta lava estaba adentro. Considerando que tiene la misma composición que la lava de 1870, puede pensarse que probablemente se haya formado durante la misma erupción.

Petrográficamente, las riódacitas tienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, hipersitena y augita, en una matriz que consiste en vidrio abundante con microlitas de los mismos materiales con titanomagnetita e ilmenita.

SUMARIO DE LOS TIPOS DE COMPORTAMIENTO ERUPTIVO OBSERVADOS EN EL PASADO

Aunque no es posible decir exactamente qué tipo de comportamiento eruptivo podría esperarse en erupciones futuras del Volcán Ceboruco, es importante recordar el comportamiento de este volcán a través de su historia. La primera etapa de erupciones estuvo caracterizada por emisiones de lava con poca evidencia de actividad explosiva. Indudablemente, estas emisiones estuvieron acompañadas por erupciones de cenizas las que, sin embargo, ya no se observan. Esta actividad no se limitó a erupciones de la fuente central, sino también a la zona que se extiende al noroeste y sureste del volcán, a los conos escoriáceos y derrames basálticos que están en esta zona. Después de un tiempo largo de erosión, el Ceboruco entró en una etapa de erupciones muy explosivas. Estas erupciones de material riódacítico fueron de tipo pliniano y peleano, produciendo depósitos de pómez de caída libre y derrames piroclásticos. Esta época fue la más peligrosa en la historia de este volcán.

Después de esta época explosiva, el Ceboruco entró otra vez en una etapa de erupciones efusivas, primeramente produciendo dacitas, posteriormente andesitas y finalmente, durante la erupción de 1870, riódacitas.

Smith (1979), en sus estudios de ciclos de formación de derrames piroclásticos y calderas asociadas, señaló que la explosividad de un volcán es dependiente no sólo de la composición de los magmas, sino también del tiempo entre las erupciones, porque necesita tiempo para acumular los gases en las partes superiores de las cámaras de magma. Sparks (1978), en su análisis de formación de burbujas de gas en magmas, ha demostrado que las erupciones más explosivas debieran ser de magmas con viscosidad y supersaturación de H₂O altas.

En general, las erupciones del Ceboruco confirman estos conceptos. Las erupciones de la primera etapa fue-

ron de andesitas fluidas con viscosidad baja. Después de un gran período de reposo, suficiente para que el magma evolucionara hasta una composición riodacítica y con una concentración de H_2O de 4 - 6% (Nelson, 1980), las erupciones fueron muy explosivas. Para la segunda y tercera etapas, la composición del magma cambió entre dacita, andesita y riodacita, pero la evolución química parece haber sido tan rápida en los últimos 1,000 años que no hubo tiempo para la acumulación de gases en las partes superiores de la cámara del magma. Por eso, la erupción de 1870, aunque produjo lava de composición riodacítica, no fue tan explosiva como la que ocurrió durante la formación de la primera caldera.

La evolución química del Ceboruco se muestra en el diagrama de la Figura 6. Con este diagrama no es posible decir qué tipo de magma se produciría en el futuro. Según el modo de pensar con base en las experiencias pasadas, se pudiera considerar que la próxima erupción será andesítica, ya que la última fue riodacítica. Sin embargo, en vista de que la última erupción no fue muy explosiva, es posible que todavía exista magma debajo del Ceboruco, el cual estaría evolucionando hacia una composición rica en gases y más rica en silicio.

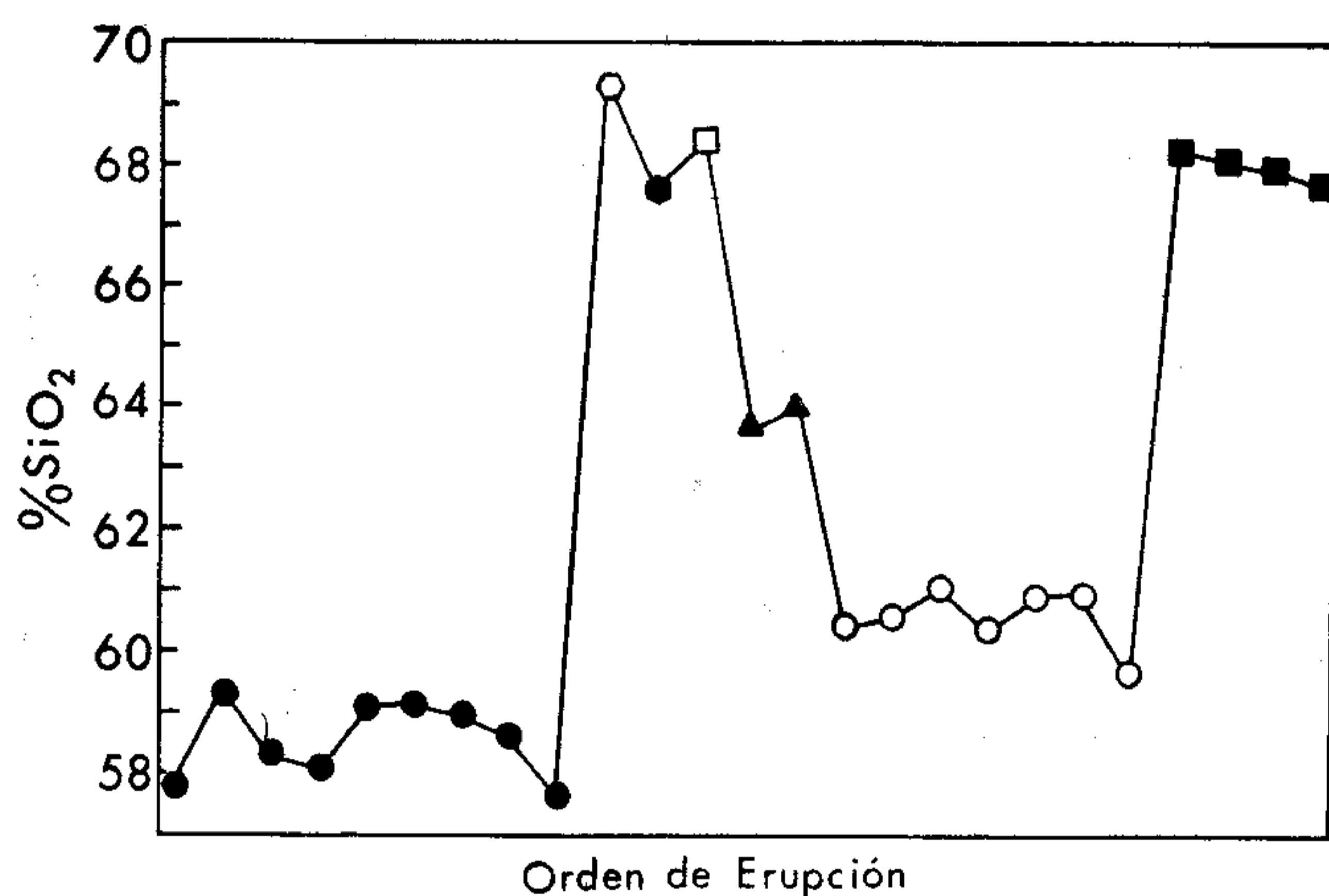


Figura 6.- Cambios en la composición de los productos eruptivos del Ceboruco, mostrando el porcentaje de SiO_2 en las lavas y piroclásticos contra la secuencia de erupciones.

EL ESTADO ACTUAL DEL VOLCAN CEBORUCO

El Volcán Ceboruco se encuentra actualmente en estado fumarólico. En general, las fumarolas se localizan en las cercanías de los focos de la última erupción, además de otras dos, de las cuales la más grande está ubicada sobre la fractura de la caldera exterior, donde el suelo tiene un color rojo debido a la oxidación del hierro. La otra está ubicada en el flanco occidental del domo central en la caldera interior. Las temperaturas medidas en estas fumarolas se presentan en la Tabla 2. Las fumarolas localizadas cerca de los cráteres de la última erupción tienen temperaturas más altas; una de

ellas dio $93^\circ C$ a menos de 10 cm debajo de la superficie. Las fumarolas de la fuente de erupción de 1870 están depositando cantidades pequeñas de azufre y emiten un olor a H_2S . Las otras tienen temperaturas más bajas y no tienen olor ni depósitos de azufre.

Tabla 2.- Temperaturas de las fumarolas.

NUMERO ^a	T ^o C	Cm ^b
1	83	5
2	55	3
3	72	8
4	92	9

^aLocalidades de las fumarolas

- 1 En la pared de la caldera exterior, cerca de la entrada de la carretera a la estación de micro-ondas.
- 2 En el flanco suroccidental del domo volcánico, en el centro de la caldera interior.
- 3 En la cumbre del cono cinerítico localizado en el lado occidental de la caldera interior.
- 4 En los flancos del domo volcánico, en el cráter de la erupción de 1870.

^bProfundidad debajo de la superficie

UNA ESTIMACION DE LOS RIESGOS POTENCIALES DE ERUPCIONES FUTURAS

Cuando el Ceboruco hizo erupción en 1870, la población de los alrededores fue estimada en menos de 18,000 habitantes (Contreras, 1979). Actualmente, Jala tiene una población de 5,400 habitantes, Jomulco de 3,800 y Ahuacatlán de 6,000. Más alejada, pero todavía bastante cerca para resultar afectada, está Ixtlán del Río con 6,300 habitantes. Los municipios de Ahuacatlán, Jala e Ixtlán están poblados por más de 51,000 habitantes, que podrían resultar afectados por una erupción (datos de la Secretaría de Programación y Presupuesto, 1982).

Además, no existían vías férreas ni carreteras cuando el Ceboruco hizo erupción en 1870. Actualmente, estas vías de comunicación conectan la ciudad de Guadalajara con las ciudades y puertos de la costa occidental del país y con las ciudades fronterizas de Nogales, Mexicali y Tijuana, existiendo además una ruta de transportes de gran importancia que pasa actualmente por las faldas del Ceboruco. Por eso y por el hecho de que hay grandes extensiones de tierras cultivadas en los valles de Jala y Ahuacatlán, existiría un gran riesgo económico si el Volcán Ceboruco hiciera erupción nuevamente.

Aunque no es posible pronosticar exactamente qué tipo de erupción podría esperarse y cuándo ocurriría, es factible señalar áreas en donde hay riesgos viables según

los diferentes tipos de erupciones. Si el volcán hiciera erupción, no sería posible salvar los campos cultivados, las rutas de transportación o las construcciones cercanas, pero es posible salvar las vidas de los seres humanos y minimizar los efectos económicos después de una erupción, con el conocimiento de las áreas que podrían afectarse. Por esta razón se presentan mapas de zonas de riesgos potenciales en la Figura 7. Cada uno de los riesgos potenciales se discute en el capítulo subsecuente.

ERUPCIONES DE LAVA

Desde la erupción del domo Dos Equis y del derrame de Copales en la segunda etapa de actividad del volcán, las erupciones de derrames de lava se han concentrado en los lados occidental y septentrional del Ceboruco. Las fuentes de estas erupciones parecen haber sido las fracturas de las calderas. Por eso, los flancos septentrional, meridional y suroccidental parecen tener

los riesgos más grandes de erupciones efusivas. Si hubiera una erupción en el centro de la caldera interior o sobre las fracturas de la caldera exterior en los lados meridional y oriental, los derrames de lava llenarían solamente las depresiones de las calderas y, con toda probabilidad, no rebasarían los flancos del volcán. Por eso, solamente los flancos en el norte, oeste y suroeste están designados como zonas de riesgo potencial de erupciones de lava en la Figura 7a. Sin embargo, resulta de importancia secundaria la zona de conos escoriáceos que se extiende del noroeste y sureste a través del volcán, pues podría representar un riesgo potencial de erupciones de lava, ya que todas las erupciones en esta zona ocurrieron hace más de 1,000 años, por lo que aquí el riesgo es menor.

ERUPCIONES DE CENIZAS

Es probable que las erupciones de lava estén

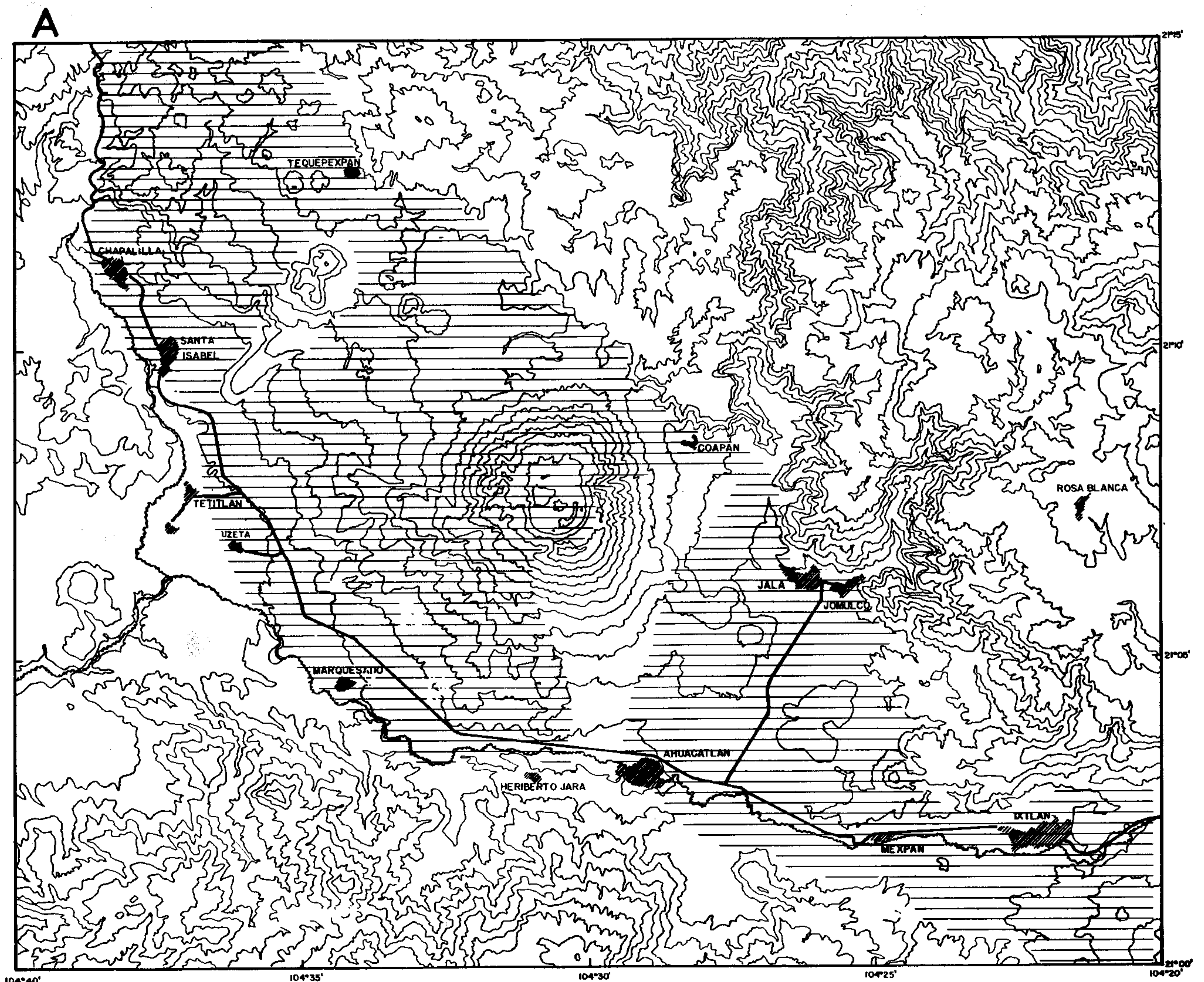


Figura 7.- Areas de riesgos potenciales de erupciones futuras del Ceboruco. (a) Areas de riesgos potenciales de erupciones efusivas de lava.

acompañadas por erupciones de cenizas, como la de 1870. La distribución de cenizas durante una erupción depende de la explosividad de la erupción y de la dirección y fuerza de los vientos. La dirección predominante de los vientos en esta parte de México W-SW; por ello, la distribución de cenizas de caída libre de la pómez de Jala y la erupción de 1870 (Iglesias *et al.*, 1877) ocurrió al noreste y este del Ceboruco. Sin embargo, pueden ocurrir cambios en la dirección del viento durante

una erupción y deben considerarse. En la Figura 7b la zona de peligro de caída de cenizas incluye todos los flancos del Ceboruco y las áreas al norte, noreste y este del volcán, que son las mismas áreas que fueron afectadas por las erupciones de los últimos 1,000 años. Es claro que los riesgos disminuyen con la distancia del volcán, ésta puede ser considerable si la erupción resulta tan grande como la que produjo la pómez de Jala hace unos 1,000 años.

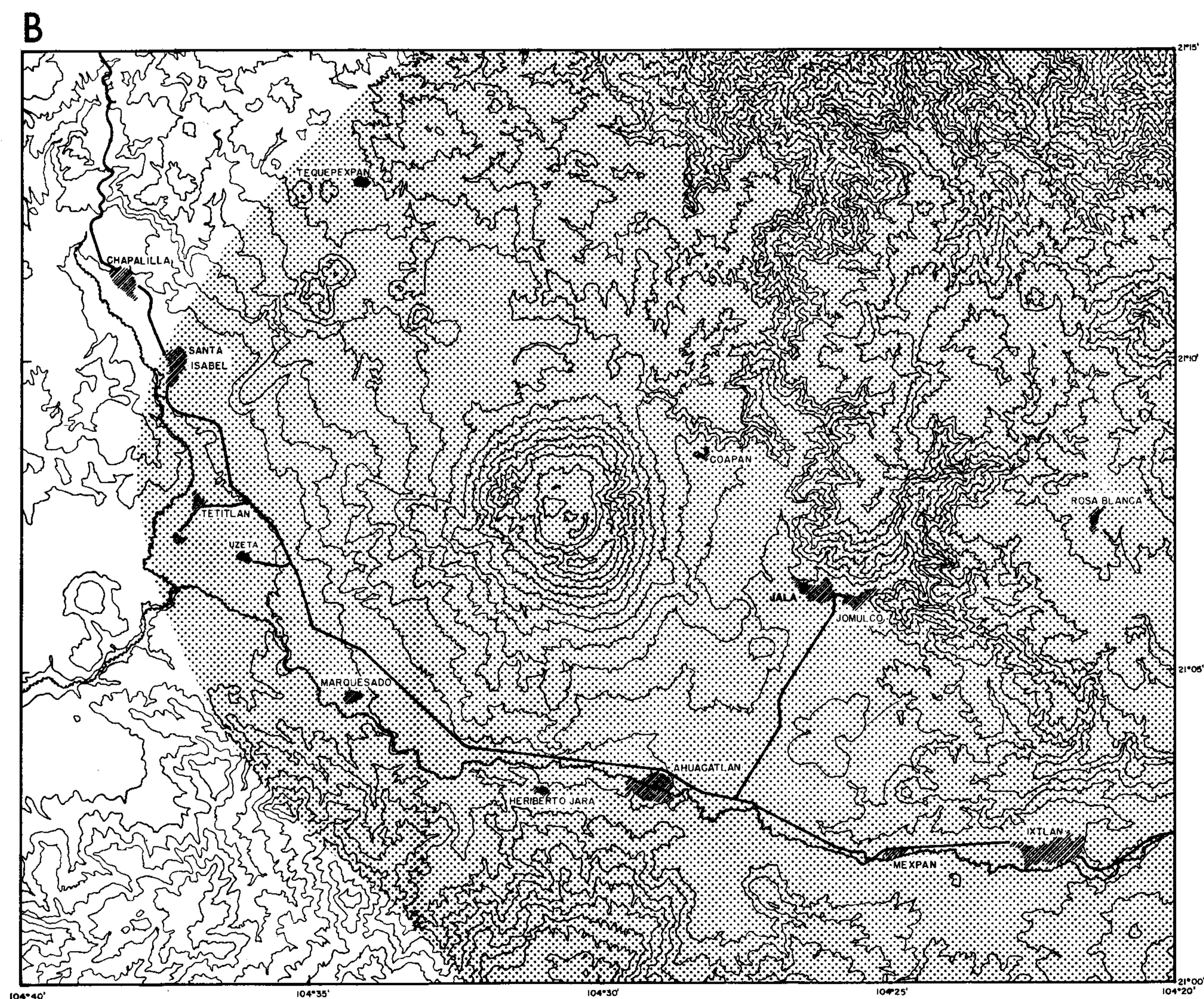


Figura 7.- Áreas de riesgos potenciales de erupciones futuras del Ceboruco (*continuación*). (b) Áreas de riesgos potenciales de erupciones de cenizas.

DERRAMES PIROCLÁSTICOS

En general, los volcanólogos reconocen dos tipos de derrames piroclásticos: los producidos por "chorros dirigidos" y los que resultan del colapso de una columna eruptiva pliniana. Las cenizas de Marquesado (Figura 3) parecen haber sido del primer tipo, ya que

están concentradas bajo lugares donde se interrumpe la pared de la caldera. Los dos tipos de erupción de derrames piroclásticos podrían afectar todos los flancos del volcán y los valles de los alrededores, como los de Jala, Ahuacatlán y Tetitlán. Por eso, estas áreas están designadas en la Figura 7c como áreas de riesgo de derrames piroclásticos.

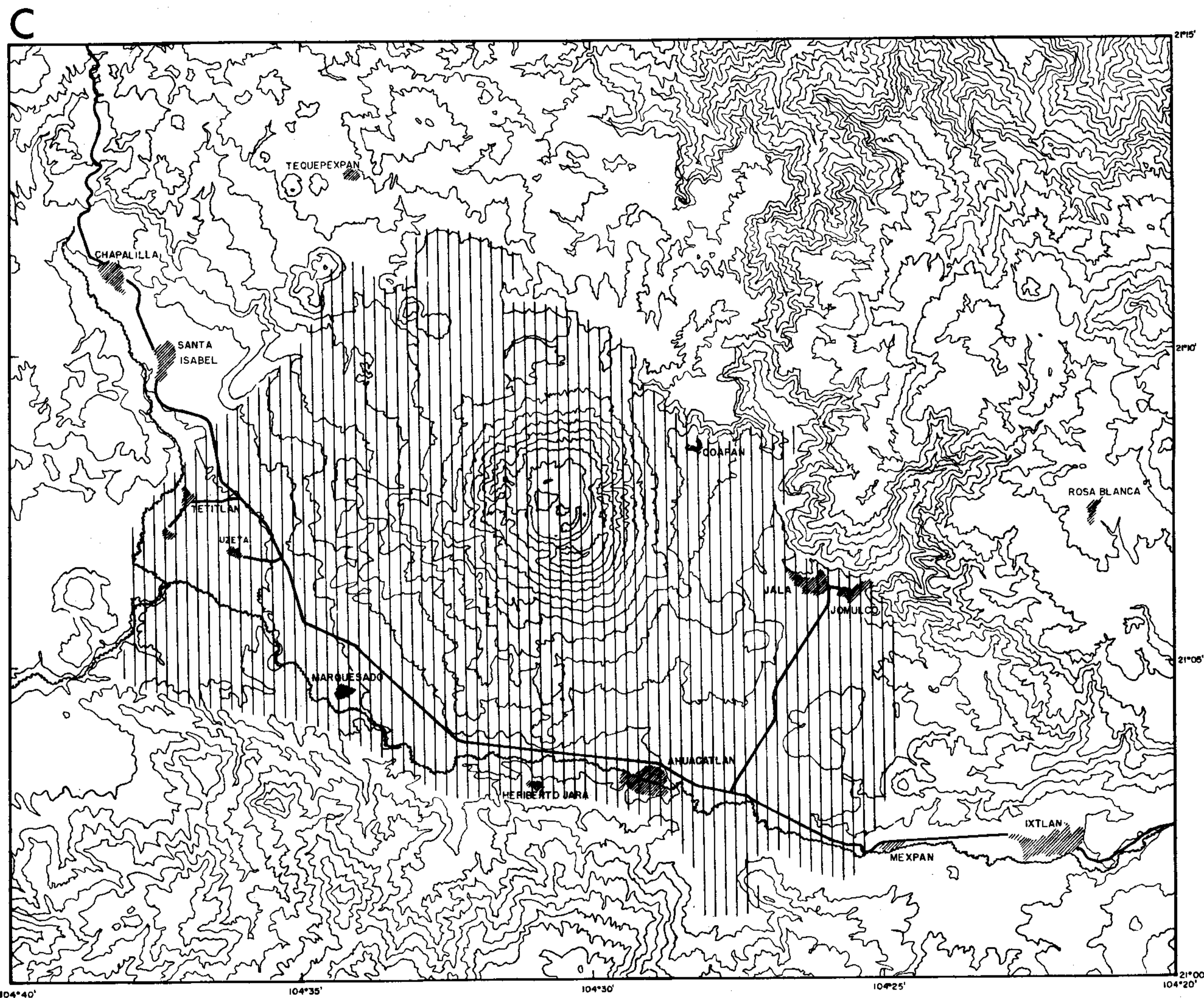


Figura 7.- Areas de riesgos potenciales de erupciones futuras del Ceboruco (continuación). (c) Areas de riesgos potenciales de erupciones de derrames piroclásticos.

LAHARES

Hay pocas evidencias en los estudios del Ceboruco que sugieran que se hayan producido corrientes de lodo o lahares en los flancos de este volcán en el pasado. Estos fenómenos pudieran ocurrir, sin embargo, a raíz de procesos secundarios. Por ejemplo, si una erupción de cenizas dejara gruesos depósitos de ceniza no consolidada en los flancos del volcán y ésta fuera seguida por lluvias torrenciales, existiría la posibilidad de la formación de lahares. En la misma forma, si se descargan derrames piroclásticos rápidamente hacia los ríos, se formarían lahares. Por eso, los lahares son posibles sólo durante la temporada de lluvias, entre los meses de junio y octubre, cuando el Río Ahuacatlán y otros arroyos de la región tienen caudales importantes. Las áreas con el potencial de riesgos de lahares están señaladas en la Figura 7d.

INUNDACIONES

Como los riesgos de lahares, los de inundaciones existen solamente en la época de lluvias. Sin embargo, estos riesgos se presentarían sólo cuando un derrame de lava o cenizas alcanzara los cursos de los ríos o arroyos que llevaran agua. Por eso, los riesgos de inundaciones existen en las riberas del Río Ahuacatlán y los arroyos de Jala y Tetitlán, como se muestra en la Figura 7d.

CONCLUSIONES

Nadie puede decir cuándo podría hacer erupción nuevamente el Volcán Ceboruco, como tampoco es posible predecir el tipo de esa erupción. Este artículo

D

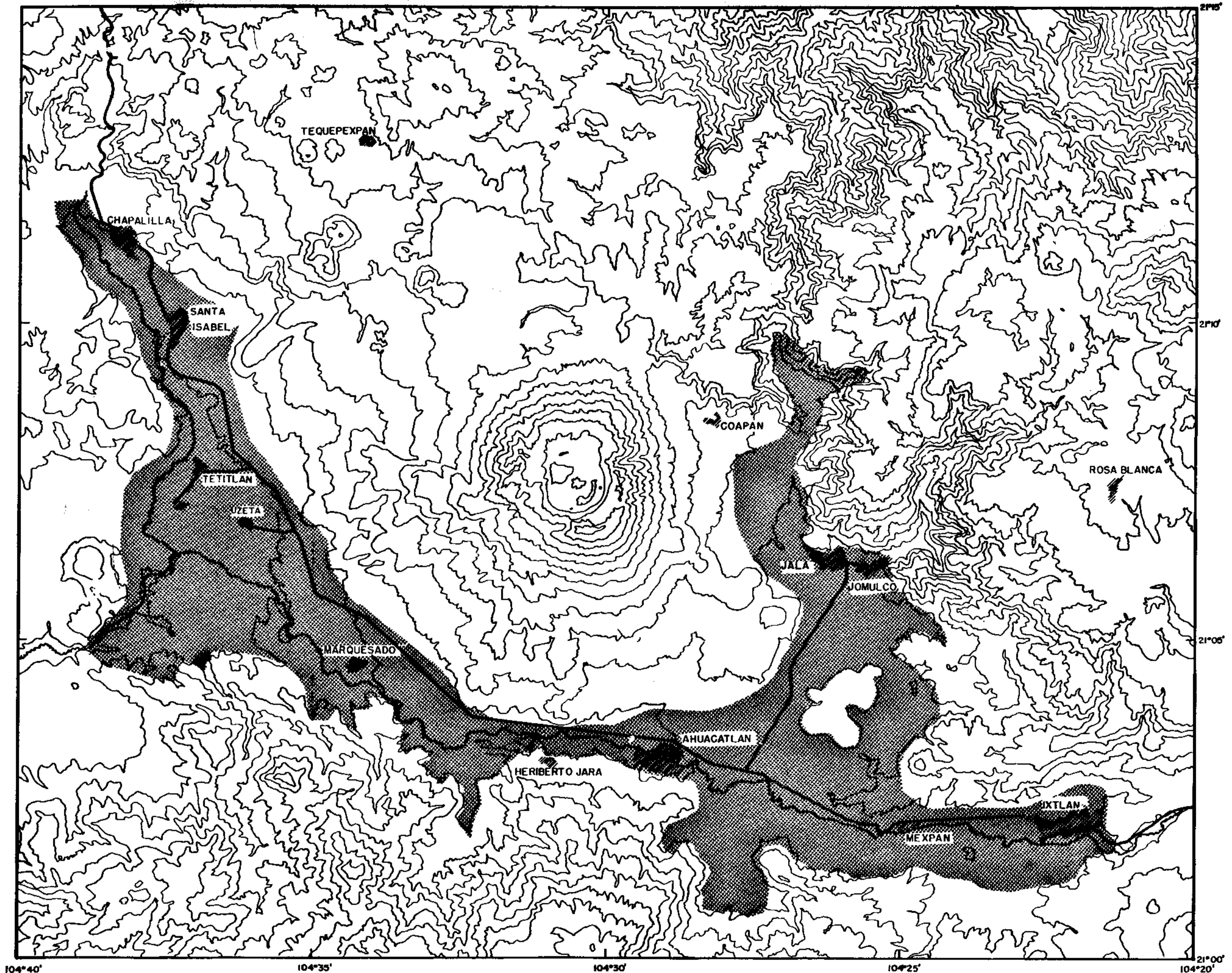


Figura 7.- Areas de riesgos potenciales de erupciones futuras del Ceboruco (continuación). (d) Areas de riesgos potenciales de lahares (derrames de lodo) o de inundaciones.

reseña solamente las posibilidades en el caso de que el volcán hiciera otra vez erupción en los años venideros. En la misma forma que con el informe de Crandell y Mullineaux (1978) sobre las estimaciones de los riesgos potenciales del volcán estadounidense Mt. St. Helens, lo expresado en este artículo no debe ser usado como un instrumento de pronóstico, sino de información, que puede permitir a científicos y autoridades del gobierno tomar decisiones pertinentes que puedan ayudar a la población y a la economía de la región, en el caso de una erupción.

RECONOCIMIENTOS

Este proyecto fue auspiciado por el Meso-American Ecology Institute y el Roger Thayer Stone Center for Latin American Studies, ambos de la Universidad de Tulane. D. Robinson, P. de los Heros, C. Robin y G. Sánchez-Rubio leyeron versiones preliminares de este

manuscrito y sus comentarios fueron muy útiles para mejorarlo; no obstante, el autor asume toda responsabilidad por su contenido.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Barrera, Tomás, 1931, Zonas mineras de los Estados de Jalisco y Nayarit: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 51, p. 5-46.
- Caravantes, A., 1870, El Ceboruco: La Naturaleza (México), t. 1, p. 248-252.
- Contreras, S. G., 1979, El territorio del Estado de Nayarit a través de la historia: Compostela, Nayarit, 291 p.
- Crandell, D. R., y Mullineaux, D. R., 1978, Potential hazards from future eruptions of Mount Saint Helens Volcano, Washington: U. S. Geol. Survey Bull. 1383-C, p. 1-26.

- Demant, Alain, 1979, Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 3, p. 339-357.
- Gastil, Gordon, Krummenacher, D., y Jenschky, W. A., 1978, Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: Geol. Soc. America, Map and Chart Series, MC-24, escala 1: 200,000.
- Iglesias, M., Bárcena, Mariano, y Matute, J. L., 1877, Informe sobre los temblores de Jalisco y la erupción del Volcán Ceboruco: Anales del Ministerio de Fomento (México), t. 1, p. 115-196.
- Livieres, R. A., 1983, The geology and petrology of Volcán Sangangüey, Nayarit, Mexico: Nueva Orleans, Tulane Univ., tesis de maestría, 98 p. (inédita).
- Luhr, J. F., 1978, Factors controlling the evolution of the prehistoric eruption of Volcán San Juan, Mexico: Geol. Soc. America, Abstr. with Programs, v. 10, p. 114 (resumen).
- Luhr, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1981, The Colima Volcanic Complex, Mexico; Part II, late Quaternary cinder cones: Contr. Mineral. Petrol., v. 76, p. 127-147.
- Mahood, G. A., 1980, Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center - Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: Jour. Volcanol. Geotherm. Res., v. 8, p. 199-230.
- 1981, Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center - Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: Contr. Mineral. Petrol., v. 77, p. 129-149.
- Nelson, S. A., 1980, The geology and petrology of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico: Geol. Soc. America Bull., v. 91, pte. II, p. 2290-2431.
- Nelson, S. A., y Carmichael, I. S. E., 1984, Pleistocene to Recent alkalic volcanism in the region of Sangangüey Volcano, Nayarit, Mexico: Contr. Mineral. Petrol., v. 85, p. 321-335.
- Peña-Navarro, E., 1946, Estudio histórico del Estado de Nayarit: Tepic, Nayarit, 336 p.
- 1956, Estudio histórico de Nayarit de la Independencia y la erección en estado: Tepic, Nayarit.
- Secretaría de Programación y Presupuesto, 1982, X Censo General de Población y Vivienda, 1980: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Coordinación de los Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Información, v. 1, t. 18, p.
- Smith, R. L., 1979, Ash flow magmatism: in Chapin, C. E., y Elston, W. E., eds., Ash flow tuffs. Geol. Soc. America, Spec. Paper 180, p. 5-27.
- Sparks, R. S. J., 1978, The dynamics of bubble formation and growth in magmas; a review and analysis: Jour. Volcanol. Geotherm. Res., v. 3, p. 1-37.
- Thorpe, R. S., y Francis, P. W., 1975, Volcán Ceboruco; a major composite volcano in the Mexican Volcanic Belt: Bull. Volcanologique, v. 39, p. 201-213.

- Waitz, Paul, 1920, "Nubes ardientes" observadas en las erupciones del Jorullo (1759), del Ceboruco (1870) y del Volcán de Colima (1913): Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate (México), v. 37, p. 267-290.
- Williams, Howell, y McBirney, A. R., 1979, Volcanology: San Francisco, Freeman and Cooper, 397 p.
- Williams, Howell, y Goles, G., 1968, Volume of the Mazama ash fall and the origin of Crater Lake caldera, Oregon: in Andesite Conference Guidebook. Oregon Dept. Geology and Mineral Industries Bull., v. 62, p. 37-41.

APENDICE

BREVE NOTA SOBRE LAS ERUPCIONES HISTÓRICAS DEL VOLCAN CEBORUCO

En su artículo sobre la erupción del Ceboruco en el año 1870, Iglesias y colaboradores (1877) expresaron que "nada dicen la historia ni la tradición sobre erupciones anteriores de este volcán". No obstante, el historiador nayarita, Everardo Peña-Navarro, reportó que cuando el Virrey D. Antonio de Mendoza pasó por el Ceboruco en 1542, éste se encontraba en erupción (Peña-Navarro, 1956). En otro estudio de la historia de Peña-Navarro (1956) se dice "en el año 1567, el Ceboruco, volcán cerca de Ahuacatlán, que ya tenía algunos años inactivo, hizo erupción". Continuando, Peña-Navarro cita al Padre Tello con lo siguiente:

"... por Pascua de Espíritu Santo tembló la tierra y creció la laguna Chapala tanto, a quince de julio del año de mil y quinientos y sesenta y siete, que se cayeron todas las casas del pueblo; y a treinta de diciembre del mismo año, hubo un terremoto y temblor de tierra que derribó muchas iglesias de la provincia de Xalisco..."

Ya que no hay otros detalles publicados, es imposible establecer las relaciones entre estas erupciones y los derrames de lava, o si éstas produjeron derrame alguno. Sólo se pueden hacer conjeturas acerca de si éstas efectivamente produjeron derrames de lava, y no se sabe si éstos fueron el derrame de Ceboruco, el del norte o el que fue emitido encima del domo central (Figura 3 del presente artículo), ya que ambos parecen ser muy jóvenes.

La única erupción del Ceboruco que llamó la atención a investigadores científicos fue la de 1870. Caravantes (1870) fue el primer científico que visitó el Ceboruco durante esta erupción y posteriormente escribió un informe sobre ésta. Después Iglesias, Bárcena y Matute integraron una comisión especial enviada por el gobierno del Estado de Jalisco para estudiar el fenómeno volcánico. Estos dos informes (Caravantes, 1870; Iglesias *et al.*, 1877) son los únicos que presentan los hechos de la erupción de 1870. Sin embargo, Barrera (1931) dio otra versión, citando a un residente de Ahuacatlán, quien estuvo presente durante la erupción. A final de cuentas, estas descripciones de la erupción son comparables.

Según Caravantes (1870), quien llegó al área del Ceboruco el 6 de marzo de 1870, la gente de los poblados aledaños percibió una humareda que subía del volcán el 21 de febrero y el 23 del mismo mes oyeron ruidos subterráneos y sintieron temblores ligeros. No obstante, Iglesias y colaboradores (1877) señalan estos acontecimientos como ocurridos el 16 de febrero. El día 23 empezaron las erupciones de grandes cantidades de vapor y ceniza de un pequeño cráter localizado al pie de "La Coronilla", el punto más alto del volcán, ubicado en su lado occidental. Cuando Caravantes llegó al rancho de Uzeta el 6 de marzo, se veía "fuego en el cráter y gruesas columnas de humo negro" y el 7 de marzo ascendió por el Arroyo de Los Cuates, que Iglesias y colaboradores (1877) describen como "muy profundo" y que actualmente está relleno de lava, emitida durante la erupción. Caravantes también observó que "los árboles de este arroyo se

han secado por el calor" y en su fondo encontró restos de una "lava fina o arena hervida que corrió por el arroyo semejando agua, el miércoles 23 de febrero".

Esta descripción fue tomada por Waitz (1920) para demostrar que hubo una nube ardiente en los principios de esa erupción histórica. Sin embargo, es difícil establecer, de acuerdo con esta descripción, si en realidad hubo una erupción de tipo nube ardiente. Las observaciones de este fenómeno no son de Caravantes, ya que él no estuvo presente allí el 23 de febrero cuando éste ocurrió, sino que las personas que estuvieron presentes durante los primeros días de la erupción le proporcionaron este relato. En vista de que ya no es posible observar el Arroyo de Los Cuates, tampoco se puede saber si en realidad existen o no depósitos de nube ardiente. Caravantes también observó:

"...vimos avanzar lentamente la lava empujada por vapor, llenando toda la entrada del arroyo y formando como un muro en figura trapecio casi simétrico, cuya base superior es de 100 m y su altura de 80. Este muro viene llenando enteramente el arroyo y al avanzar se desprende de grandes porciones, las que caen con fuerte estrépito y se reducen en el suelo a pequeñas partes de escoria..."

Según Iglesias y colaboradores (1877):

"...el avance de la lava por el lecho del arroyo duró poco más de dos años, y en este tiempo llegó hasta una distancia de 7,520 metros del cráter superior. La gran cantidad de materias salidas por los cráteres terraplenó todo el cauce del arroyo, que era bastante profundo y se elevó después sobre el terreno, formando un ramal montañoso que presenta todos los accidentes más notables de las montañas antiguas. Su dirección general hacia el P. está terminada por un ensanchamiento de 2,000 metros aproximadamente..."

Los observadores Iglesias, Bárcena, y Matute en realidad

no llegaron al Ceboruco sino hasta el 20 de marzo de 1875. Aún en este año observaron que el derrame de lava

"...en su occidental estaba tranquilo, pero en sus vertientes dirigidas al S. y al N. se notaba un movimiento casi continuo de rocas que se desprendían de las mesetas más elevadas y formaban las avalanchas de que hicimos mención. Estos efectos son más intensos durante la noche, pues el estallido que precede a los derrumbamientos, se sigue la aparición de un punto luminoso que va aumentando de intensidad hasta que manifiesta una gran roca incandescente con un brillo extraordinario..."

El derrame de lava producido por esta erupción está indicado en la Figura 3 del presente artículo y consiste en una lava de bloques de color gris a negro con composición riódacítica (Tabla 1). En ciertos lugares tiene un espesor de más de 200 m. Está cubierto por poca vegetación, aunque tiene más vegetación que se encuentra en el derrame andesítico que está señalado en la Figura 3 como derrame de Ceboruco. Es por ello que Thorpe y Francis (1975) así como Demant (1979) interpretaron el derrame del Ceboruco (Figura 3), confundiéndolo con el derrame de 1870. Iglesias y colaboradores (1877) publicaron dos mapas del Ceboruco con su respectivo artículo, los cuales muestran claramente que la lava andesítica, nombrada derrame de Ceboruco en la Figura 3 es "antigua" y lo que está marcado como el derrame de 1870 es incandescente. Una revisión del artículo de Iglesias y colaboradores (1877) pone en claro las controversias sobre la erupción de 1870¹.

Aunque no hubo pérdidas humanas en la erupción de 1870, muchas cenizas cayeron en los alrededores del volcán, la mayor parte en el valle de Jala al oriente del Ceboruco, sí hubo pérdidas de ganado, ya que éste se alimentó de vegetación cubierta por cenizas.

¹ El presente autor examinó dos copias del artículo de Iglesias y colaboradores (1877); una en la biblioteca de la Universidad de California, Berkeley, y otra en la Universidad de Tulane en Nueva Orleans, Louisiana. En las dos, los mapas no están dentro del artículo, sino que se encuentran después de algunos dibujos del Ceboruco en la página 528.