



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO
POSGRADO EN GEOGRAFÍA

GEOMORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN CEBORUCO, NAYARIT.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN GEOGRAFÍA
(GEOGRAFÍA AMBIENTAL)

PRESENTA

RAÚL ALVARADO GONZÁLEZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO O.



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.

Este trabajo lo dedico con mucho cariño a TODA MI FAMILIA, pero especialmente:

**A mi pareja, compañera, cómplice, amiga y madre de mis hijas:
VERA BERNARDINO BUSTAMANTE;**

**A mis pequeñas:
PAULA RENATA y MARÍA CAMILA.**

**A mis padres;
VIRGINIA GONZÁLEZ y RAÚL ALVARADO**

**A mi abuela;
ISABEL MARTÍNEZ.**

Agradecimientos

Al Director de este trabajo, Dr. José Juan zamorano Orozco, por todas sus enseñanzas y experiencias compartidas.

A los integrantes del sínodo, Dr. José I. Lugo Hubp, Dr. José Luis Palacio Prieto, Dr. José Irán Bojórquez Serrano y Dr. Gabriel Legorreta Paulin por haber tomado parte de su tiempo en la revisión y comentarios a este trabajo, el cual enriquecieron de forma notable; gracias por compartir su experiencia.

A mis compañeros y amigos del Instituto de Geografía: Sergio Salinas, Miguel Santos, Carlo Mendoza por los buenos momentos y apoyo en la elaboración de este trabajo.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, (Instituto de Geografía y Coordinación de Estudios de Posgrado) por ser mí espacio académico y laboral durante ya bastante tiempo.

A la Universidad Autónoma de Nayarit, (Secretaria de Investigación y Posgrado) por el apoyo recibido durante los trabajos de campo, así como por el material proporcionado.

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	1
Capítulo I. GEOLOGIA	4
1.1 Marco geológico regional	4
1.2 Marco geológico local	11
Consideraciones finales	22
Capítulo II. GEOMORFOLOGÍA	24
I. RELIEVE ENDÓGENO	26
VOLCÁNICO	26
Efusivo	26
Efusivo – explosivo	32
Explosivo	33
Extrusivo	38
II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO	40
VOLCÁNICO	40
TECTÓNICO	45
III. RELIEVE EXÓGENO	47
FLUVIAL	47
Erosivo	46
Acumulativo	49
Formas complementarias al relieve endógeno	52
Consideraciones finales	54
Capítulo III. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL VOLCÁN CEBORUCO	56
Etapa 1	57
Etapa 2	63
Etapa 3	68
Etapa 4	76
Consideraciones finales	82

CONCLUSIONES

86

BIBLIOGRAFÍA

88

INTRODUCCIÓN

El Ceboruco, es un volcán del extremo occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), se ubica en el estado de Nayarit y cuenta con una altitud de 2, 280 msnm. Sus manifestaciones dan cuenta de diversos flujos de lava de espesores considerables, depósitos piroclásticos y erupciones que han dado origen a calderas.

La erupción más reciente del Ceboruco ocurrió en el año de 1870, se registraron emanaciones de lava y ceniza, en la actualidad la actividad se restringe a la emisión de fumarolas y sismos locales de baja intensidad. Esta estructura se considera la más activa de la región y con posibilidad de presentar erupciones futuras. En este sentido, se reconoce que en el área de influencia cercana al volcán se asientan las poblaciones de Chapalilla, Santa Isabel, Tetitlán, Marquezado, Ahucatlán, Jala, e Ixtlán del Río, entre otras, así como dos importantes vías de comunicación, la carretera federal 15 y la autopista de cuota Tepic - Guadalajara. Lo anterior conlleva a conocer más ampliamente las características de génesis, evolución y dinámica del relieve del volcán Ceboruco y zonas adyacentes, lo que posibilita contar con criterios aplicables a estudios de ordenamiento territorial, manejo y uso de áreas tanto peligrosas como propicias asociadas con el crecimiento de centros urbanos y rurales.

Los estudios que se han realizado en la zona se pueden dividir en tres grupos, los generales que versan sobre la evolución geológica y tectónica del occidente del país y sus implicaciones con el desarrollo y actividad del extremo oeste del Cinturón Volcánico Transmexicano, entre los autores de los trabajos están: Allan et al., 1991; Demant et al., 1979, 1981; Ferrari et al., 1994, 1997, 1999, 2000; Luhr et al., 1985; y McDowell et al., 1977, 1979. Los regionales, que explican la tectónica y geología del graben San Pedro – Ceboruco a través de dataciones y paleomagnetismo; se pueden señalar los realizados por Ferrari et al., 2000, 2003; Frey et al., 2004; Petronille et al., 2005; Petrone et al., 2001, 2003, 2006. Finalmente están los que se ocupan de las particularidades del territorio en cuestión, entre ellos Browne et al., 2004, 2005; Chertkoff et al., 2004; y Gardner et al., 2000, quienes hacen referencia a la erupción de hace 1 000 años, a la generación de la caldera exterior, así como a los mecanismos y análisis de materiales piroclásticos emitidos durante esta. Por otro lado Nelson 1980, 1986, realiza estudios acerca de la geología y petrología del volcán. El trabajo más reciente lo presenta Sieron 2008, 2009

donde expone la historia eruptiva del Ceboruco desde una perspectiva geológica y muestra diversos análisis geoquímicos.

De acuerdo con lo mencionado, se reconoce que no existen documentos escritos o cartográficos que expliquen y presenten de forma puntual las características de emplazamiento, evolución, modelado y dinámica de las diversas unidades que constituyen el territorio en cuestión. Es así, que el interés por desarrollar este trabajo surge, por un lado ante la necesidad de contar con un estudio de carácter morfogenético, en el que se analice, caracterice y cartografíe cada uno de los elementos y formas que integran el relieve del volcán Ceboruco y zonas adyacentes. Otro incentivo para el desarrollo de esta investigación, responde a la invitación de la Universidad Autónoma de Nayarit, a colaborar en la elaboración del mapa geomorfológico de esa zona, documento que es reconocido por su aplicabilidad inmediata en estudios de ordenamiento territorial, aprovechamiento y protección de recursos, en si este tipo de cartografía constituye un elemento enfocado al entendimiento de la evolución volcánico tectónica de dicho territorio.

Este trabajo se llevó a cabo en diferentes etapas de investigación, tanto bibliográficas como de campo; la primer tarea fue realizar una búsqueda y análisis de información geológica, vulcanológica y tectónica en los ámbitos regional y local, lo que permitió contar con un primer marco de referencia de la situación espacial, temporal y dinámica del relieve de la zona. De forma simultánea, el segundo paso consistió en elaborar la base topográfica escala 1:35 000, sobre la cual se representaría la información morfogenética. Una vez que este documento estuvo preparado, la siguiente actividad se centró en la elaboración del mapa geomorfológico, lo que requirió de la interpretación de una serie de fotografías aéreas en dos escalas: 1: 37 500 (INEGI, 1993) y 1: 75 000 (INEGI, 1999), a partir de esto se identificaron, clasificaron y cartografiaron las diversas unidades de relieve. Respecto al trabajo de campo, este se planeó y ejecutó en dos etapas, la primera orientada al reconocimiento de la zona y verificación de los avances cartográficos. En la segunda se logra un levantamiento geomorfológico de todas las unidades que constituyen la cima del Ceboruco, así como la verificación del resto de las unidades. Con el trabajo de campo se validó la información obtenida en gabinete y se corrigieron algunos detalles del mapa geomorfológico. Asimismo fue el punto de partida para la siguiente labor, la elaboración de una serie de mapas y esquemas relacionados con la evolución y dinámica eruptiva del Ceboruco. La última fase consistió en la redacción, integración de figuras y

revisión final del escrito en el que se conjunta la información geológica, geomorfológica y de evolución.

Como resultado de este estudio se obtiene un documento escrito y cartográfico del volcán Ceboruco y zonas adyacentes, en ellos se explica y muestra la relación de formas de relieve, así como la clasificación realizada con base en parámetros geológicos, de edad y dinámica tanto endógena como exógena. Asimismo se logra establecer, a partir de rasgos morfológicos, una secuencia evolutiva del Ceboruco, en ella se retoman las etapas establecidas por Nelson, y se propone la inclusión de una más, así como una posible explicación de lo que causó el colapso del edificio y conformación de las calderas.

Con base en lo anterior, la estructura con que se presenta este trabajo, son tres capítulos; I. GEOLOGÍA, en donde se integra y analiza información regional y local respecto de las características estructurales, de composición, temporalidad y escenario de actividad de las distintas unidades que integran la zona; II. GEOMORFOLOGÍA, aquí se explica cada una de las formas que integran el mapa morfogenético, de acuerdo con sus caracteres de génesis, evolución, dinámica y edad; III. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL VOLCÁN CEBORUCO, aquí se propone una reconstrucción cronológica relativa de la evolución del Ceboruco, con base en los aspectos geológicos, vulcanológicos, y geomorfológicos tratados en los capítulos I y II.

I. GEOLOGÍA

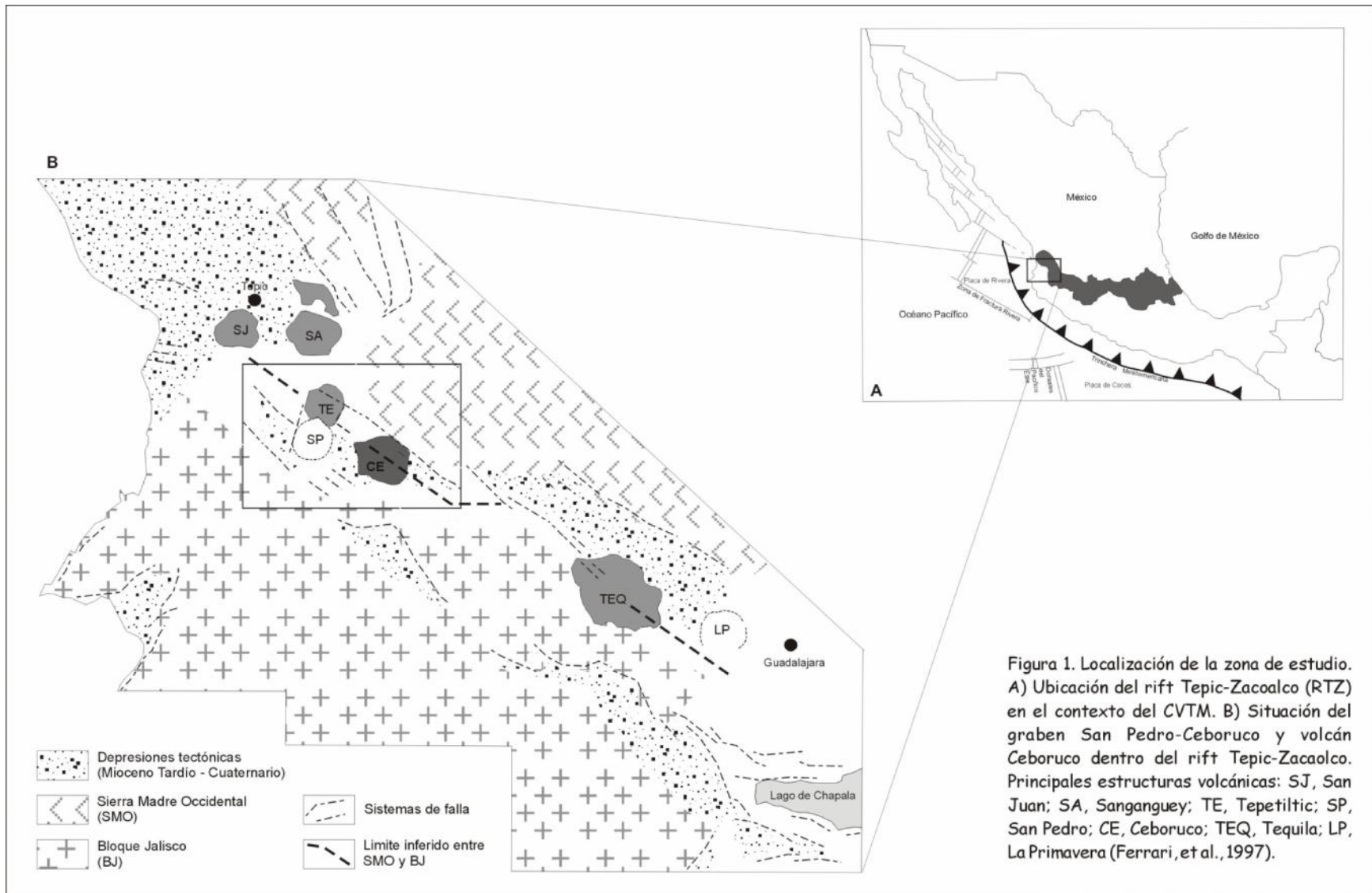
Las características geológicas, permiten conocer aspectos genéticos, estructurales, de composición y temporalidad (escala geológica) de los materiales que integran la superficie terrestre. De esta manera se comprende mejor la dinámica e interacción entre los procesos endógenos y exógenos pasados, presentes e incluso futuros que participan en la configuración del relieve.

La información geológica que se analiza parte de una perspectiva regional y posteriormente se aborda el área de estudio (ámbito local). Desarrollar estos puntos es un paso indispensable en este trabajo, sobre todo para obtener una interpretación del relieve que se ajuste a la realidad y al mismo tiempo permita una correcta elaboración y entendimiento del mapa geomorfológico, documento que servirá para establecer las bases del análisis morfogenético, así como para definir e interpretar la evolución geológico-geomorfológica del volcán Ceboruco y áreas adyacentes.

1.1. Marco geológico regional

La zona de estudio, comprende al volcán Ceboruco y zonas adyacentes, se localiza en el extremo NW del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Sector en el que se desarrolló el rift Tepic-Chapala (Demant, 1979) o rift Tepic-Zacoalco (Fig. 1), el cual separa la antigua provincia silícica Sierra Madre Occidental (SMO) proveniente del Oligoceno-Mioceno temprano, del batolito Cretácico-Paleoceno conocido como Bloque Jalisco (BJ), cada uno de estos, SMO y BJ, constituyen los bordes N y S respectivamente (Stock, 1993; Ferrari et al., 1997).

La dirección que presenta este graben (Tepic-Zacoalco) es WNW-ESE, su longitud aproximada es de 250 Km, inicia en la región del lago de Chapala en Jalisco y finaliza en la costa del Pacífico en el estado de Nayarit (Fig. 1) (Luhr, 2000). El desarrollo de esta estructura tectónica data del Terciario temprano, con la apertura inicial del protogolfo de California (Ferrari et al., 1997). La existencia de basaltos del Mioceno tardío en el fondo del graben, es el indicador del desarrollo paralelo del rift (Tepic-Zacoalco) con este proceso de extensión. De acuerdo con Luhr et al. (1985) y Allan et al. (1991), tal apertura



representa etapas tempranas de riftogénesis continental, de tal modo que, desde el Mioceno medio y tardío, en este sector se ha presentado una actividad recurrente.

Por otro lado, Ferrari et al. (1994), Ferrari y Rosas-Elguera (2000) refieren que tales movimientos de extensión cesan también durante el Mioceno, sólo que en las etapas tardías de la apertura del ya existente Golfo de California. No obstante Rosas et al. (en Ferrari et al. 1997); Nieto-Obregón et al; Nieto-Obregón; Allan, Allan et al; Garduño y Tibaldi (en Luhr, op. cit.), indican con evidencias que los movimientos de ruptura se han reactivado en varias ocasiones, e incluso aún continúan.

La idea anterior la respaldan los trabajos realizados por Stock (1993), Ferrari et al. (1997) y Luhr (2000), al mencionar que los movimientos son un evento de extensión Plioceno-Cuaternario, con movimiento horizontal en dirección hacia el NE del rift Tepic-Zacolaco, proceso que ha sido reconocido a partir de los múltiples sistemas de fallas normales e independientes, así como por la presencia de un vulcanismo que conserva una orientación preferencial por varios kilómetros. En este sentido, estudios recientes también muestran evidencias de deformación (ruptura y desplazamiento) en rocas mucho más antiguas (Ferrari et al., 2003).

De manera general la actividad tectónica y volcánica en el rift ha evolucionado de la siguiente forma: el vulcanismo más antiguo que se reconoce en el graben Tepic-Zacoalco, son flujos de lava de composición máfica emitidos durante el Mioceno tardío, mismos que constituyen el relleno del paleograben formado simultáneamente y como consecuencia de la extensión del protogolfo de California. En el Plioceno temprano están presentes abundantes lavas de composición riolítica, flujos piroclásticos silícicos y lavas máficas. Durante el emplazamiento de los productos silícicos (~3.8 Ma) y los máficos (~5-4 Ma) tuvo lugar una segunda etapa de fallamiento. Hacia el final del Plioceno reinició el vulcanismo, manifiesto en conos cineríticos y domos alineados con dirección NW-SE. Sin embargo, la mayor parte de la actividad volcánica ha tenido lugar durante el último millón de años, generando domos de composición dacítica a andesítica, así como estratovolcanes, calderas, estructuras monogenéticas y una sucesión de lavas de composición moderadamente alcalina, todos ellos con un ligero cambio en su alineación, WNW-ESE (Ferrari et al., 2003).

El rift Tepic-Zacoalco es una estructura sumamente compleja, su análisis detallado hace posible la identificación de depresiones menores en su interior, tal es el caso de fosas y semifosas, que se han desarrollado de forma contemporánea o bien manifiestan una evolución más reciente. En el primer caso, y por tratarse del sector que involucra la zona de estudio, se hace referencia al graben San Pedro Ceboruco (SPC).

El graben SPC, constituye la porción NW del rift Tepic-Zacoalco (Fig. 1), por consiguiente coexisten caracteres comunes entre ambos, como son sus límites (entre BJ y SMO), desarrollo (extensión del protogolfo de California) y edad (Neógeno).

La característica más destacable y asociada con la formación del graben, es el magmatismo presente desde el Plioceno, evidente en el emplazamiento de estructuras volcánicas y subvolcánicas; de tal modo, en el graben han sido reconocidas 26 unidades litoestratigráficas (Fig. 2), diferenciadas de acuerdo con su posición estratigráfica, petrografía y edad (Ferrari et al., 2003).

Esta secuencia inicia en el Cretácico tardío–Eoceno temprano, figuran rocas calizas y areniscas, granitos y granodioritas con una edad de 80-61 Ma; así como ignimbritas, riolitas y andesitas con 90-53 Ma; todas ellas como parte del Bloque Jalisco. Por otro lado, pertenecientes al Oligoceno-Mioceno temprano se tienen ignimbritas y andesitas de 34 a 19 Ma, que forman parte de la Sierra Madre Occidental. En el Plioceno la actividad volcánica se caracteriza por el emplazamiento de la Riolita e Ignimbrita *Jala* con 4.95 - 4.1 Ma, así como por el basalto y la andesita Ixtlán y Buenavista de 3.8 Ma. Mientras que en una etapa intermedia, tuvo lugar un proceso de fallamiento extensional que genera y determina el borde norte del graben. Durante el Plioceno tardío y el Pleistoceno medio, se desarrolla la llamada cadena volcánica sur (2.5-0.4 Ma), integrada por volcanes monogenéticos como *Mazatepec*, *Santiaguito*, *Cerro Alto*, *Cerro Reventón* y *Paso de los Arrieros*, y los domos *Las Higueras*, todos ellos dispuestos hacia el borde sur del graben SPC (Fig. 2 y 3).

De manera general, desde el Pleistoceno y hasta el Holoceno se desarrollaron unidades asociadas con el surgimiento y evolución del complejo dómico San Pedro (SP). El Pleistoceno temprano está representado por los domos *Bartolinas* y *Loma Atravesada* de 1.6-1.4 Ma, así como por el depósito de pómez de caída conocido como *Las Cuevas*.

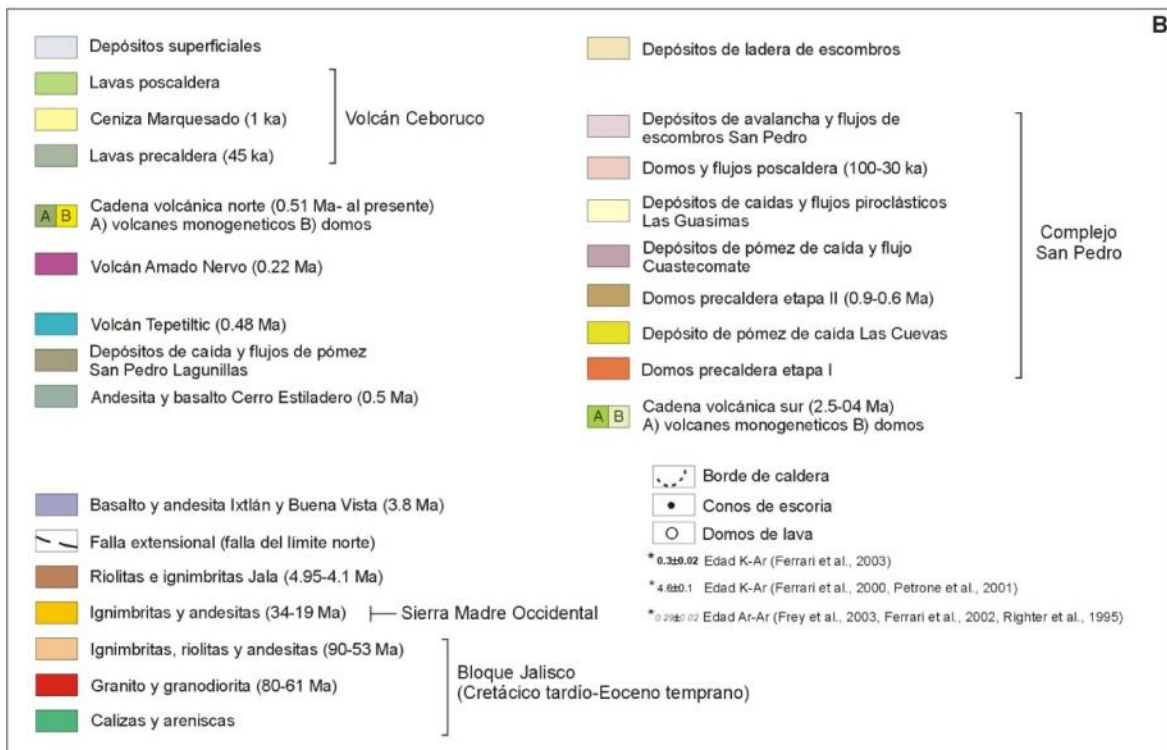


Figura 2. A) mapa geológico del graben San Pedro - Ceboruco. B) leyenda del mapa geológico y esquema, en el que se muestran las 26 unidades litoestratigráficas que integran tal territorio; divididas de acuerdo a su posición estratigráfica, petrografía, edad y grupo de pertenencia (Ferrari, et al., 2003).

desarrollo de varias estructuras volcánicas, mismas que en conjunto constituyen la denominada Cadena Volcánica Norte (0.51 Ma – al presente). En ella se encuentran conos monogenéticos como: *San Clemente, Cristo Rey, San Leonel, Estafiate, Tezontle, Los Amoles, San Juanito, Agujereado, Molcajetillo, Molcajete, Pichancha, San Ambrosio y Ceboruquito*, y domos como: *La Mesa, Cerro Grande, Pedregoso y Pochotero*. Por último, a mediados del Pleistoceno tardío y hasta el presente, ha tenido lugar la emisión de lavas, flujos piroclásticos y pómez, así como la generación de conos monogenéticos, cráteres freáticos, domos y depósitos aluviales; estas unidades se encuentran totalmente vinculadas con el desarrollo y evolución del volcán *Ceboruco* (Fig. 2 y 3).

En concordancia con lo anterior, en el graben SPC se ha reconocido la existencia de más de 70 estructuras volcánicas, entre conos de ceniza, domos, lavas y depósitos de flujo piroclástico (Frey et al., 2004). Cabe mencionar que a este territorio lo constituyen esencialmente tres tipos de roca: andesitas, presentes en los estratovolcanes, algunos conos de escoria, domos y derrames fisúales; dacitas, presentes en flujos de lava, depósitos piroclásticos y varios domos; y riolitas, presentes sólo en algunos domos.

El territorio del graben SPC, es una depresión compleja integrada por tres segmentos que se disponen de la siguiente manera: hacia el W, el semigraben de Compostela; al centro, la depresión central San Pedro, y hacia el E, el semigraben Ceboruco (Ferrari et al., 2003), estos sectores presentan características comunes, dada la dinámica tectovolcánica del rift Tepic-Zacoalco, en la que están inmersos. Por tratarse directamente de la zona de estudio, se hace referencia a la semifosa del Ceboruco; esta es una depresión asimétrica de 2 700 m de profundidad, su límite norte se asocia con fallas de dirección WNW-ESE que cortan una sucesión riolítica e ignimbrítica datada en 4.7 a 4.2 Ma, mientras que hacia el sur la estructura está compuesta por riolitas y andesitas del Plioceno temprano (~ 4.9 Ma), que de igual forma se encuentran cortadas por fallas normales. Ambas características sugieren que la geometría de las fallas es lístrica y se inclinan hacia el NNE de la Sierra el Guamuchil (Ferrari et al., 2003). No obstante se sabe que el desarrollo de la extensión es muy anterior al Plioceno. Cabe resaltar que otra peculiaridad y tal vez de mayor distinción, la representa el emplazamiento reciente, en el fondo de este semigraben, del volcán Ceboruco, el cual se reconoce como una de las estructuras volcánicas activas del occidente del CVTM.

1.2. Marco geológico local

En la zona de estudio se observan diversas estructuras asociadas con la actividad volcánica y tectónica como son: conos escoriáceos, cráteres freáticos, domos y lavas, cuya disposición muestra una dirección SE-NW; la formación de algunas de ellas es anterior o simultánea con el desarrollo del volcán Ceboruco, incluso su morfología da cuenta de su reciente juventud (Gardner y Tait, 2000; Browne y Gardner, 2004). Considerar y entender la génesis de las diferentes unidades que circundan al Ceboruco, es un elemento más enfocado a la comprensión de la historia eruptiva de este territorio.

El volcán Ceboruco, con una altura de 2 280 msnm, es una de las principales estructuras poligenéticas activas del sector occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano, además es el único volcán de la porción NW que presenta actividad histórica, ocurrida durante 1870-1875 (Iglesias et al., 1877 en Ferrari et al., 1997). En este sentido, Nelson (1980) menciona que el Ceboruco ha presentado al menos ocho erupciones en los últimos 1 000 años, lo cual muestra que la periodicidad promedio es de un evento volcánico cada 125 años.

La historia eruptiva del volcán Ceboruco, de manera general comprende tres etapas de formación, separadas por la configuración de dos calderas concéntricas, así como por el establecimiento de numerosas estructuras menores y derrames lávicos (Nelson, 1980 y 1986).

La primer etapa corresponde a la fase de construcción del edificio principal, el cual está constituido de ~60 km³ de lavas de composición andesítica (Fig. 4), con espesor de 1 a 5 m., también es posible encontrar derrames “aa” con brechas, tanto en la base como en superficie, igualmente son visibles diques que en algunos casos cortan las paredes y llegan a la cima; mientras que otros se reconocen de manera clara como la fuente de los derrames que cubren los flancos de la estructura. A partir de lo anterior queda de manifiesto la ocurrencia de erupciones tanto centrales como a través de fracturas laterales. En este sentido también se percibe que en su construcción se mantuvo un carácter esencialmente efusivo y no violento, dado que no hay evidencia de material piroclástico entre los derrames. Hay que mencionar que durante la edificación y evolución del volcán Ceboruco, se registró un periodo indeterminado de relativa calma.

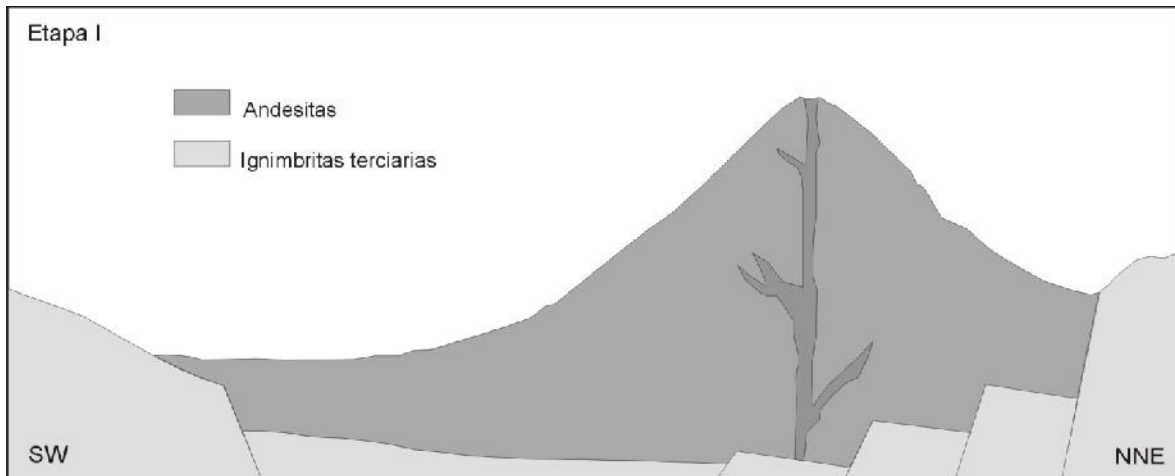


Figura 4. Etapa I, corresponde a la formación y desarrollo de la estructura principal del volcán Ceboruco, a partir de la emisión de lavas andesíticas (Nelson, 1980; Ferrari et al., 1997).

Sin embargo, en las inmediaciones de la base del Ceboruco tienen lugar manifestaciones extrusivas, las cuales generaron la riodacita *Distiladero* hacia el NW; mientras que otras como la andesita *Ceboruquito*, el domo riolítico *Cerro Pochetero*, la andesita *Pichancha*, y el domo riodacítico *Cerro Pedregoso* se concentraron en el sector SE (Fig. 5).

Posterior al emplazamiento de las estructuras antes mencionadas, la actividad regresa al volcán Ceboruco, en donde hace ~1000 años tiene lugar una erupción pliniana la cual originó depósitos piroclásticos; al NE consisten de una pómez de caída blanquecina denominada *Pómez Jala* y un flujo de ceniza conocido como *Flanco Norte*; mientras que al SW, tal flujo de ceniza fue designado como *El Marquesado*. Asociado con esta manifestación pliniana se presentó un colapso parcial en la estructura, que derivó en la configuración de la primera caldera (Fig. 6).

De acuerdo con Nelson (1980, 1986) la *Pómez Jala*, consiste de una potente capa de pómez de caída de hasta 15 m de espesor que alterna con capas de ceniza; este depósito es más potente hacia el NE. Por su parte Gardner y Tait (2000) y Browne y Gardner (2004, 2005), realizaron estudios puntuales de las características estratigráficas y de distribución de los depósitos relacionados con la actividad pliniana, determinan así la existencia de tres fases (I, II, y III: Fig. 7), en donde a cada una de ellas se asocian distintas capas, mecanismos eruptivos y por consiguiente eventos. La diferenciación de cada uno de ellos es a partir de un número y un prefijo, de tal modo que P involucra a

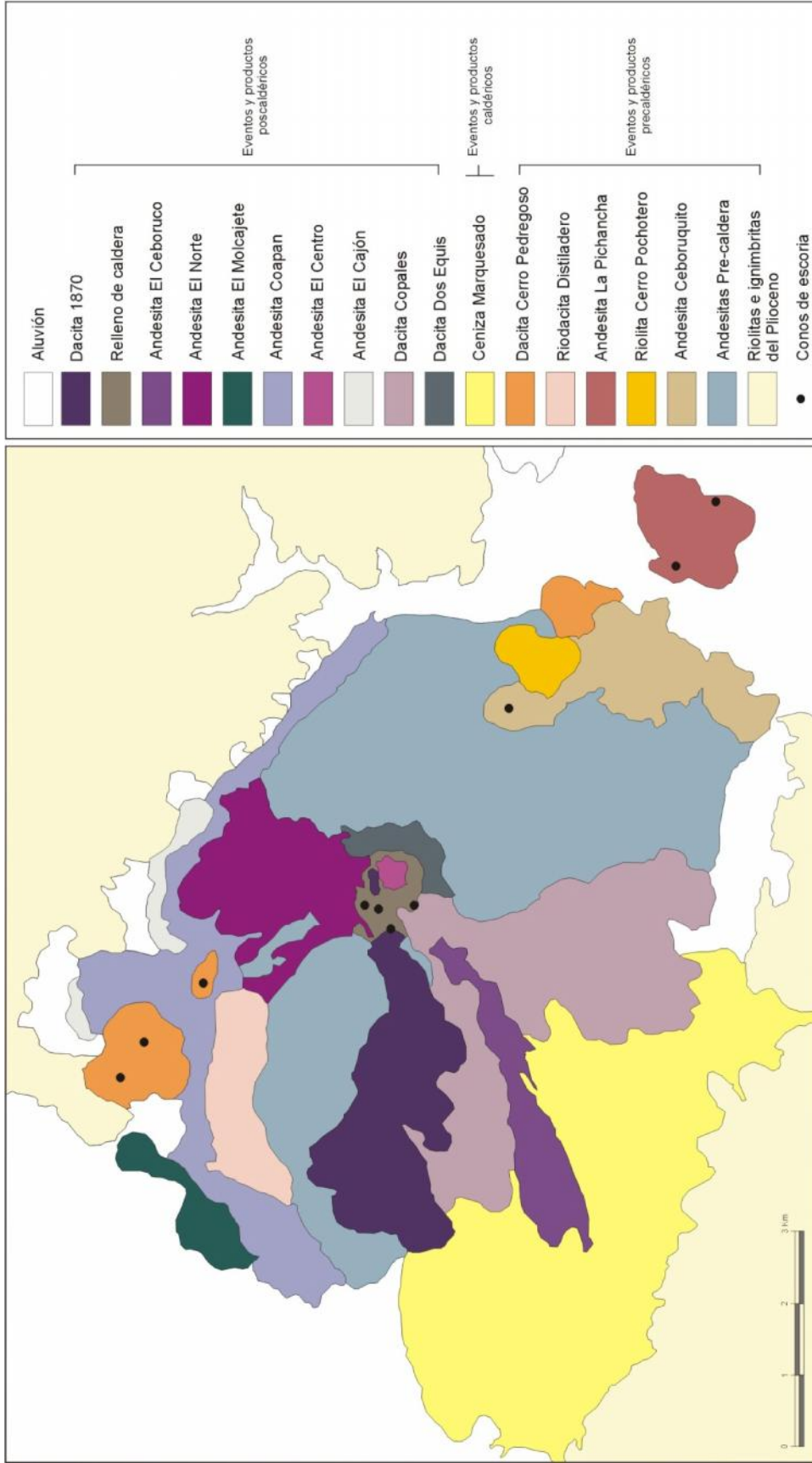


Figura 5. Mapa geológico del área del volcán Ceboruco, muestra la distribución y secuencia de formas y productos emitidos (Nelson, 1980; Ferrari, et al., 1997).

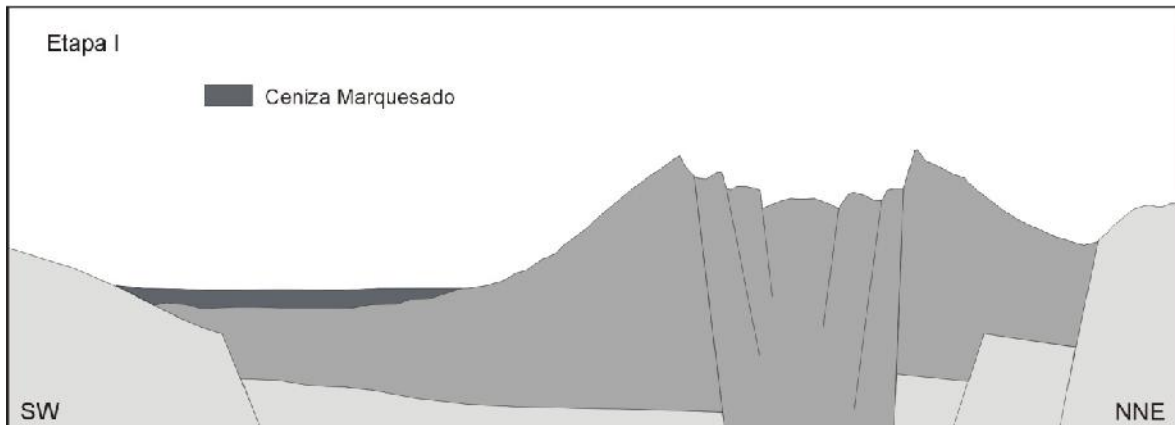


Figura 6. Muestra el depósito piroclástico conocido como ceniza Marquesado y primer caldera, ambos formados durante la erupción pliniana ocurrida hace aproximadamente 1000 años A.D (Nelson 1980; Ferrari et al., 1997).

aquellos vinculados con un evento de caída; S y F tienen que ver con capas de oleadas y flujos piroclásticos respectivamente; y L refiere a horizontes de líticos de caída. El número precedente designa su orden relativo en la columna.

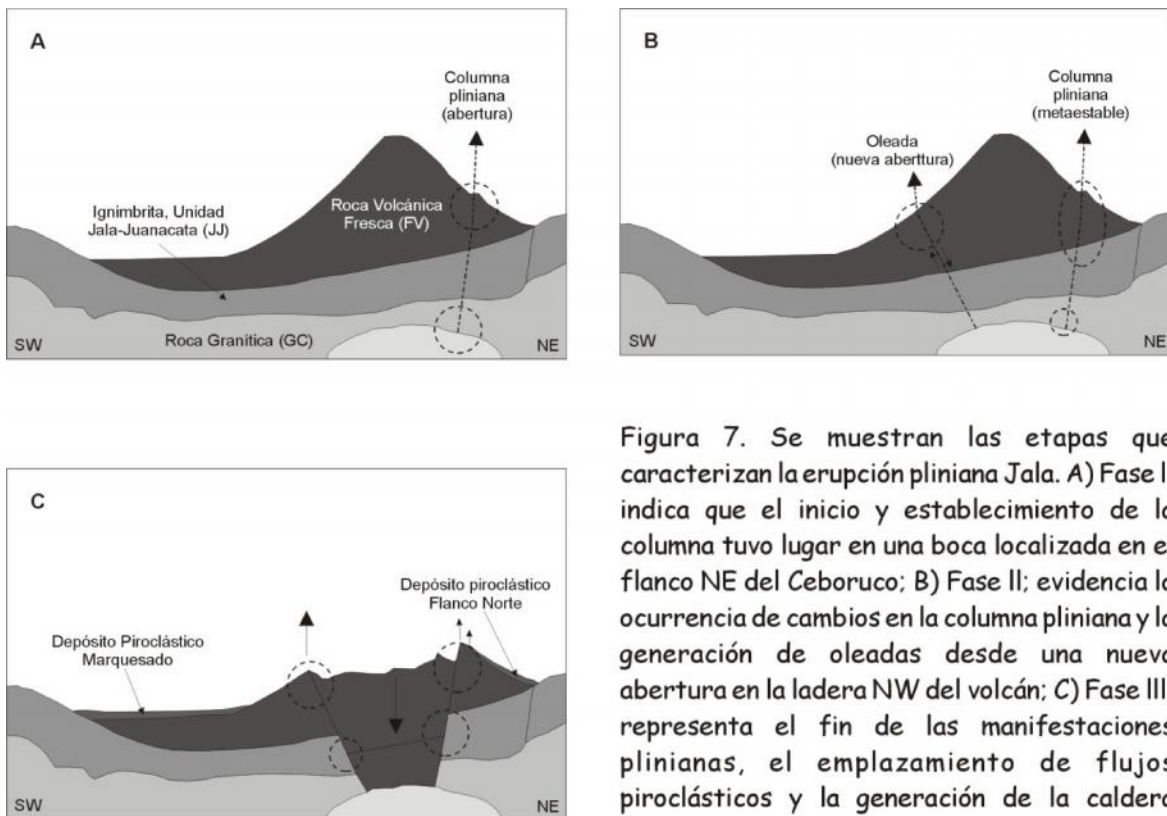


Figura 7. Se muestran las etapas que caracterizan la erupción pliniana Jala. A) Fase I; indica que el inicio y establecimiento de la columna tuvo lugar en una boca localizada en el flanco NE del Ceboruco; B) Fase II; evidencia la ocurrencia de cambios en la columna pliniana y la generación de oleadas desde una nueva abertura en la ladera NW del volcán; C) Fase III; representa el fin de las manifestaciones plinianas, el emplazamiento de flujos piroclásticos y la generación de la caldera exterior (Browne y Gardner, 2004)

En el depósito de la erupción pliniana Jala se reconocen: caídas de pómez (P0, P1, P2, P3, P4, P5 y P6), oleadas o surges (S1, S2 y S3), flujos (F1, F2, F3 y F4) y caídas de líticos (L1, L2 y L3) (Fig. 8).

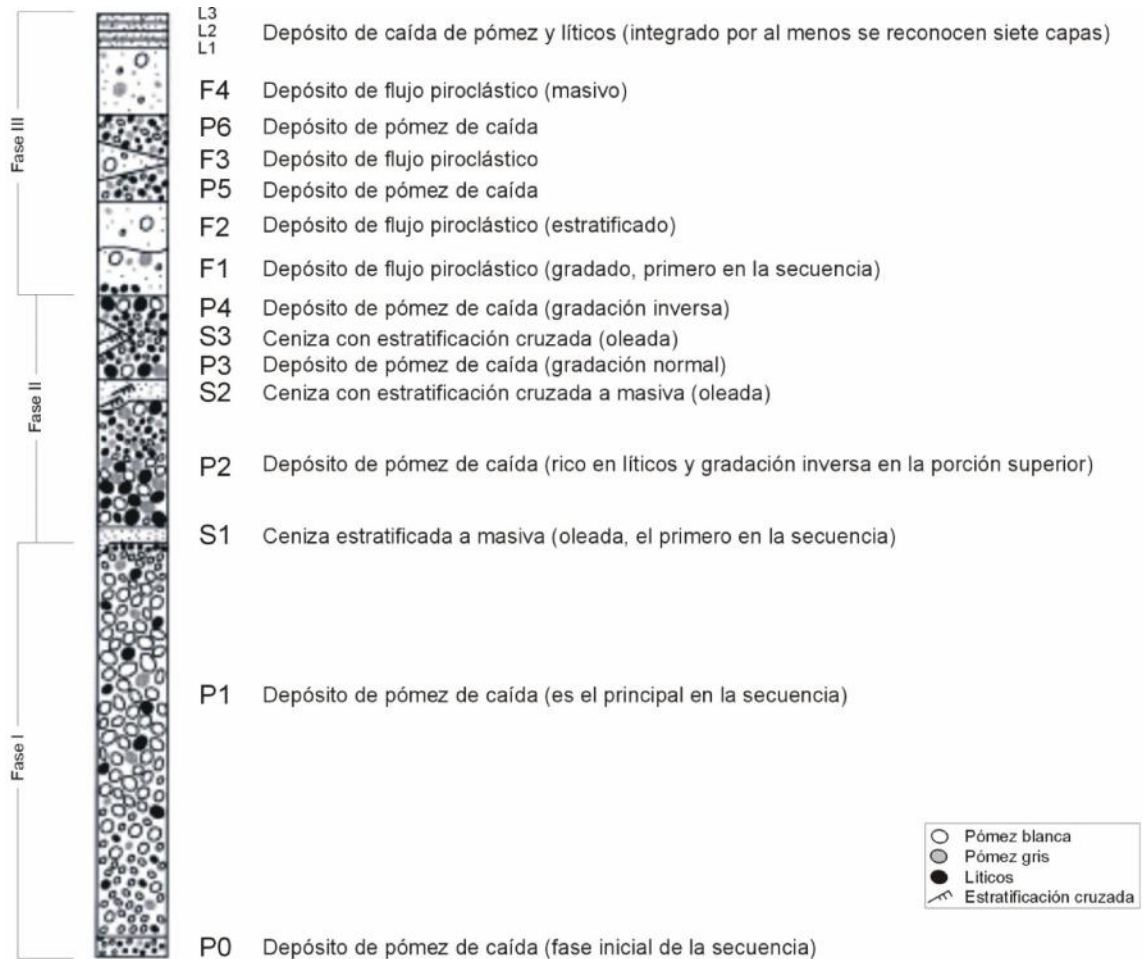


Figura 8. Columna estratigráfica; se muestra la secuencia de los depósitos asociada a la erupción pliniana Jala. Asimismo se hace referencia al tipo de proceso mediante el cual se generó (P, caída; S, Oleada; F, Flujos; L, caída de líticos), la secuencia y el número de eventos (1, 2, 3...) asociados (Gardner y Tait, 2004).

La fase I de la erupción (Fig. 7), se caracteriza por el establecimiento de una columna pliniana de 25 a 30 km de altura, teniendo como punto de emisión una abertura situada en el flanco N del volcán. A partir de este evento tuvo lugar el emplazamiento de dos capas de caída (P0 y P1) (Fig. 8). Estratigráficamente la capa P0, es la primera en la secuencia del depósito pliniano Jala, se reconoce por estar constituida de granos relativamente finos, ser rica en líticos, delgada, de poca extensión y distribución. Por otra parte, la capa

P1 es considerada como la principal dentro de toda la secuencia de la pómez pliniana Jala, por ser la de mayor espesor y dispersión; el grosor medido a una distancia de 5 km del volcán alcanza los 7 m, mientras que a 20 km es de alrededor de 1.5 m, de acuerdo con Gardner y Tait (2000), con esta capa finaliza la fase I.

El inicio de la fase II se distingue por el emplazamiento de una columna pliniana y una corriente de densidad diluida (Fig. 7), eventos que generaron seis capas más (Fig. 8), tres de oleadas piroclásticas (S1, S2 y S3) y tres de caída (P2, P3 y P4).

La primera capa de oleada (S1), es visible al norte y este del Ceboruco, a una distancia aproximada de 7 a 8 km, aunque también ha sido encontrado en dos sitios aislados a 25 y 30 km. Sus características principales son un rango de espesor que varía de 1-2 mm y hasta 5.5 cm, no obstante se ha llegado a encontrar con un grosor aproximado de 3 m, su coloración es de gris a gris-olivo, predomina una estructura masiva, contiene abundante lapilli y líticos, así como lentes de pómez. Por encima de esta capa, se reconoce un tercer evento de caída (P2), en el cual se ha encontrado la mayor cantidad de líticos y pómez gris, se reconocen espesores que varían de 50 cm a 1.7 m. El siguiente estrato (S2), corresponde a la segunda oleada dentro de la secuencia; es un horizonte de ceniza de coloración gris-olivo, en el que alternan bandas de ceniza y pómez cuyo espesor fluctúa de 4 a 107 cm. La siguiente capa corresponde a las caídas plinianas P3 y P4, en general se reconocen como un solo estrato, sin embargo el primero presenta gradación normal y fragmentos líticos gruesos; y el segundo es rico en líticos y su gradación es inversa. En algunos sitios, estos horizontes de caída están separados por un depósito de oleada (S3), el cual está constituido por ceniza de coloración gris-rosada, de grano fino, con estratificación cruzada y un espesor que en algunos sitios alcanza los 1.94 m (Gardner y Tait, 2000; Browne y Gardner, 2004, 2005).

Finalmente, la fase III (Fig. 7) marca la conclusión de la erupción pliniana Jala, asociándose a ello el colapso total de la columna eruptiva. Durante este proceso tuvo lugar la formación de densos flujos piroclásticos (F1, F2, F3 y F4) (Fig. 8), depósitos plinianos de caída (P5 y P6) y líticos (L1, L2 y L3).

Con respecto a los flujos piroclásticos se reconocen dos, el denominado Flanco Norte con distribución hacia el N y NE; y el Marquesado emplazado hacia el sur. A pesar de existir

cierta semejanza entre los dos depósitos, su diferenciación está en función de la distribución y componentes líticos que muestra cada uno (Browne y Gardner, 2004; 2005; y Gardner y Tait, 2000).

La capa (F1), es un estrato de ceniza color gris oscuro, con un espesor máximo de 50 cm, en la que se pueden encontrar fragmentos líticos en la base y pómez en lo alto. El horizonte que constituye al flujo (F2) muestra un espesor de ~76 cm, lo integran dos unidades de ceniza, de color gris oscuro y gradación inversa, que al combinarse adquieren una estratificación cruzada. En general, a estas capas las constituyen granos gruesos pobremente clasificados, no se les encuentra de forma continua, ni con un espesor determinado; por lo tanto se reconocen como dispersas e irregulares. Por encima de estos y en sitios distales al volcán aparecen esporádicamente las capas plinianas Jala (P5 y P6), cuya característica relevante es su dispersión hacia el NE y su alto contenido de líticos; por lo general estos depósitos de caída plinianos se muestran como una sola unidad y su distinción individual sólo es posible cuando aparece entre ellos una discontinuidad asociada con la capa de flujo piroclástico F3, a la cual la constituye una ceniza de coloración gris-rosado, con 1 m de espesor como máximo, pobremente clasificada, con imbricaciones de pómez y fragmentos líticos. Por último, en la secuencia de unidades que integran al flujo piroclástico Flanco Norte, esta la capa F4, en ella se reconoce como un horizonte de ceniza de coloración gris-rosado, pobremente clasificado y de poco más de 3 m de espesor (Gardner y Tait, 2000; Browne y Gardner, 2004).

Con relación al flujo Marquesado Nelson (1980) lo describe como un depósito relativamente grande, con un espesor que varía de 1 a 60 m y volumen de ~ 0.12 km³. Estas capas de ceniza las correlaciona con la parte principal de la pómez Jala, lo que implicaría que la emisión del flujo Marquesado se presentó al comienzo de la erupción y tuvo una deposición temprana en la secuencia. En cambio Gardner y Tait (2000) sugieren que el material que constituye al flujo Marquesado fue expulsado después de la sucesión de caídas, flujos y oleadas. Además reconocen que está integrado por tres unidades, de coloración oscuro-rosado-gris, soportado por matriz, su estratificación es intrincada, existen bandas ricas en ceniza y granos finos de vidrio volcánico, así como fragmentos de pómez y líticos angulosos.

Finalmente, la última manifestación de la fase III la definen tres capas de caída denominadas como L1, L2 y L3; estas son resultado de alternancia entre caídas de ceniza y de líticos, siendo la abundancia de estos últimos su principal característica. Su reconocimiento sólo es posible dentro de los tres primeros kilómetros a partir del volcán, no obstante, muestra un espesor considerable hacia el flanco E (Browne y Gardner, 2004; 2005).

Como respuesta a la actividad pliniana se produce el colapso parcial del edificio del Ceboruco, de esta manera tiene lugar la conformación de la primera caldera (caldera exterior); su génesis se asocia directamente con la erupción de la pómez Jala y de manera más específica con la transición entre la fase I y II.

La caldera, de acuerdo con Nelson (1980; 1986) se configuró durante la erupción de la pómez Jala, argumento que se basa en la distribución que exhiben los depósitos de pómez con respecto al edificio del Ceboruco, es decir, se observan en la porción superior del cráter y laderas exteriores de la estructura, más no sobre lavas (poscaldera) emitidas desde su interior. Por su parte, Gardner y Tait (2000) indican que el colapso y formación de la caldera ocurre durante el inicio de la fase II; la erupción pliniana Jala, suceso que demuestran a partir de la determinación de variaciones considerables en el tamaño y gradación de los líticos contenidos en las capas de caída subsecuentes a P1. Esta idea la respaldan Browne y Gardner (2004), al manifestar que el incremento de líticos a través de la columna, fue producto de un proceso progresivo de fallamiento y fracturamiento de la roca constituyente de la cámara magmática y el conducto principal, con lo cual la proporción relativa de líticos mezclados en el magma aumentó hacia el fin e inicio de las fases I y II respectivamente; en este sentido la capa de caída P1 y la de surge S1, son en donde mejor se refleja el comienzo del colapso. Estos autores también consideran que un elemento clave en el colapso fue la generación de múltiples bocas en el costado SE del Ceboruco, no obstante de asentar y refrendar que todo comenzó desde una abertura situada en el flanco N.

Antes de continuar con el análisis de la evolución del Ceboruco, es conveniente explicar la génesis de los colapsos y formación de calderas desde la perspectiva que presentan Gardner y Tait (2000) y Browne y Gardner (2004), el modelo expone de manera general, que la ocurrencia de dicho evento tiene lugar cuando ha sido expulsado un volumen

considerable de magma. Esto causa fallamiento y fracturamiento tanto en superficie como en el techo del reservorio magmático, por consiguiente la estructura volcánica desestabilizada colapsa, adquiriendo en muchas de las ocasiones una morfología donde el cráter se ha ensanchado e incluso puede estar parcialmente abierto (en herradura) o destruido. Gran parte del material restante en la cámara magmática, sale en respuesta a la diferencia de densidad que presenta el techo del colapso dentro del reservorio de magma menos denso.

Nelson (1980), estima el volumen de material colapsado en aproximadamente 3.4 km³, partiendo de la idea de un volcán cónico, con un diámetro de 3.7km y un desplome promedio de la estructura de 250 m. Al respecto Gardner y Tait (2000) y Browne y Gardner (2004) también realizaron cálculos, considerando una estructura coniforme, con una elevación de 2 700 m. Esta hipótesis arroja una cantidad equivalente a 3.1 km³; en ambos casos estas cifras son semejantes a la cantidad de magma (3-4 km³) desalojado durante la erupción pliniana Jala.

El hecho de mayor relevancia durante este periodo lo establece la erupción pliniana de hace ~1000 años, en donde tuvo lugar, la emisión de pómez de caída denominada Jala, los flujos piroclásticos Flanco Norte y Marquesado, así como el colapso de la estructura (inicial) del volcán Ceboruco y consecuente formación de una caldera de 3.7 km de diámetro. De forma general las características de los eventos que integran tal erupción (tipo, dispersión, volumen, altura de la columna y estilo eruptivo) se resumen en la Fig. 9.

Capa	Tipo	Dispersión	Volumen (km)	Altura de la columna (km)	Estilo de la erupción
P0	Caida	N35°E	0.01	- 10	Inicio de fase I. Erupción breve de baja energía.
P1	Caida	N70°E	2.5-2.8	30	Fin de fase I. Erupción de alta energía y generación de columna pliniana sostenida.
S1	Surge	N y E	0.001	No aplica	Inicia fase II. Se presenta actividad freatomagmática.
P2	Caida	N55°E	1.7	22-31	Columna inestable y parcialmente colapsada. Inicio de formación de caldera.
S2	Surge	NE y E	0.002	No aplica	Continúa colapso y formación de caldera.
P3/4	Caida	N45°E	0.1-0.3	20-25	Columna totalmente inestable.
S3	Surge	NE	-0.001	No aplica	Nueva ocurrencia de actividad freatomagmática.
F1/2	Flujo	NE y E	?	No aplica	Inicio de fase III. Colapso total de la columna (generación de flujo Flanco Norte).
P5/6	Caida	ENE	?	No aplica	Colapso total de la columna
F3/4	Flujo	NE	?	No aplica	Colapso total de la columna (flujo Flanco Norte).
Marquesado	Flujo	S y SE	?	No aplica	Flujo piroclástico, asociado al colapso total de la columna.
C1, C2, C3	Caida	?	?	No aplica	Co-ignimbrita asociada a los flujos piroclásticos anteriores.
L1, L2, L3	Caida	?	?	No aplica	Última manifestación de la fase III. Alternan ceniza y bloques.

Figura 9. Cuadro resumen en el que se muestran las capas que constituyen al depósito pliniano Jala, así como algunas características eruptivas generales de cada fase (Gardner y Tait, 2000; Browne y Gardner, 2004).

Una vez que cesó la actividad pliniana y estuvo totalmente constituida la caldera exterior, inicia, de acuerdo con Nelson (1980; 1986) la segunda etapa de actividad y evolución del Ceboruco (Fig. 10), con la extrusión al centro de un domo consistente de una dacita gris claro con bajo contenido en sílice (~64% SiO₂), denominado como Dos Equis (Fig. 5); tal estructura aparentemente alcanzó una altura aproximada de 280 m sobre el piso de la caldera, un diámetro de 1.7 km y un volumen estimado de 1.3 km³ (Chertkoff y Gardner, 2004).

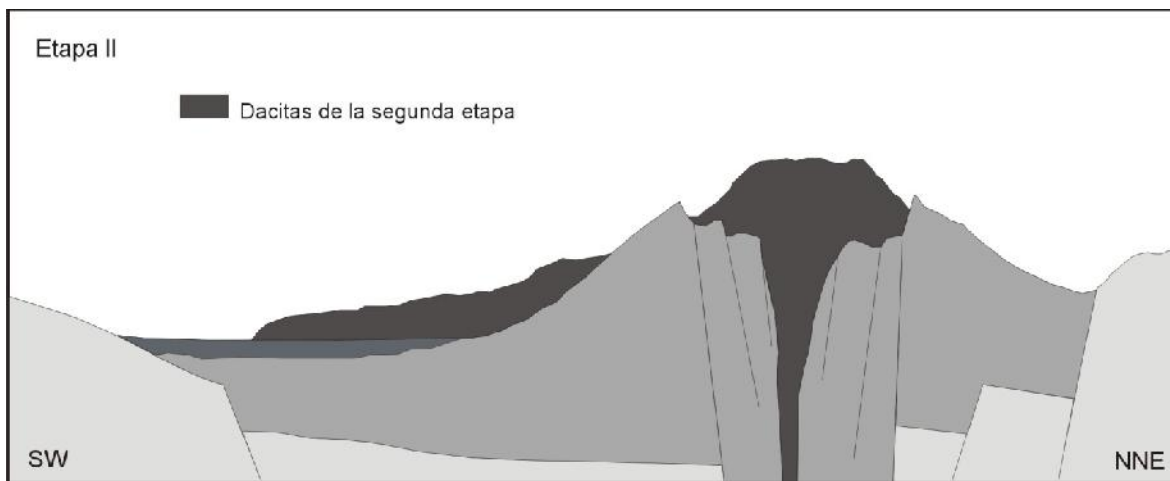


Figura 10. Etapa II, corresponde a la generación, al interior de la primer caldera, del domo denominado como Dos Equis y emplazamiento sobre el flanco SW del Ceboruco, del derrame dacítico Copales (Nelson 1980; Ferrari et al., 1997).

Desde lo alto del domo y simultáneo con su formación, se generó a partir de dos diques un derrame dacítico que cubre el flanco SW del Ceboruco, se trata de la dacita Copales (Fig. 5); flujo que se extiende de forma casi horizontal en la cima para después definir dos lóbulos en las laderas, el volumen alcanzado por esta emisión se calcula en ~1.4 km³.

Después de la emisión del flujo de lava, comenzó un lento colapso del domo Dos Equis, factor que implicaría la formación de la segunda caldera o caldera interior, estructura con altura aproximada de 280 m y diámetro de 1.5 km. Este evento aparentemente tiene relación con un tranquilo drene, hacia los flancos, de la cámara magmática del domo causando inestabilidad en el mismo, lo cual sugiere que la fuente y conducto mediante el cual se generó el derrame Copales sufrió un cambio de la cima hacia los costados. Dado

1870; no obstante en los estudios geológicos del volcán se indica de manera invariable y clara cada uno de los eventos. Por otro lado, en la caldera interior, también porción SW, se desarrolló un cono escoriáceo de composición dacítica, del cual no existen más datos, aunque probablemente su desarrollo es paralelo con la actividad efusiva que originó la andesita Ceboruco.

De los eventos acontecidos durante esta tercera etapa, la única erupción que puede decirse bien documentada es la ocurrida el 23 de febrero de 1870, su inicio se caracteriza por manifestaciones explosivas con expulsión de ceniza y la emanación de un derrame de lava riodacítico que cubrió parte de la ladera W del volcán Ceboruco, su emplazamiento alcanzó una distancia de 7.5 km y en algunos sitios hasta 150 m de espesor, para finalmente acumular un volumen de 1.1 km^3 , este flujo se conoce como la dacita de 1870 (Fig. 5).

Toda esta actividad se concentró en el punto más alto de la ladera W del volcán (Fig. 5). Actualmente este cráter presenta forma elíptica de 150 por 100 m, en su fondo se emplaza un domo de ~40 m de diámetro y 15 m de altura. En la ladera occidental de dicho cráter es posible observar un dique que alcanzó la fuente donde se originaron las últimas partes de las lavas, esto puede ser indicador de migración de actividad, del centro hacia el W.

Por otro lado, al E de la cumbre se reconocen indicios de una última etapa de actividad, expresada en un cono de escoria donde claramente se pueden observar cuatro cráteres anidados y un derrame de lava bulboso que define un domo coulée, su composición es semejante a la riodacita emitida durante la actividad de 1870, lo que hace suponer una formación simultánea. En la actualidad, la actividad en el volcán Ceboruco se manifiesta a través de pequeñas fumarolas.

Consideraciones finales

La evolución del sector occidental del CVTM, es compleja, data del Mioceno tardío y esta presente hasta nuestros días, ya sea a través de la tectónica o el vulcanismo. Esto último es visible en el gran número de domos, conos monogenéticos alineados como respuesta

a un control estructural y en el desarrollo de una estructura poligenética activa (volcán Ceboruco).

El volcán Ceboruco, a través de sus diversas formas asociadas y productos emitidos, permite vislumbrar una génesis intrincada, en donde han tenido lugar manifestaciones efusivas y explosivas, destacando la erupción de la Pómez Jala, el emplazamiento de dos calderas concéntricas y actividad histórica en el año de 1870.

La variabilidad expresada por los diversos autores, con respecto a la actividad del Ceboruco, es un indicador de los procesos de evolución y diferenciación en la cámara magmática, factor que hace difícil el conocer un comportamiento eruptivo futuro de dicha estructura.

II. GEOMORFOLOGÍA

La configuración de cualquier porción del relieve terrestre es posible caracterizarla y analizarla a partir de estudios geomorfológicos, considerando factores esenciales como origen, evolución, dinámica, morfología y edad de las formas de cualquier territorio. Para tal efecto, los aspectos mencionados se integran e interactúan en un sistema endógeno y exógeno; el primero representa la actividad encargada de generar relieve mientras que el segundo se refiere a la acción del modelado y por consiguiente su transformación.

De acuerdo con Peña Monné (1997), el resultado del análisis endógeno y exógeno se expresa a través de la cartografía morfogenética, la cual admite que las técnicas de representación sean variadas siempre y cuando coexistan acordes con la finalidad y criterio de cada escuela. Por otro lado los elementos básicos que se deben considerar en la determinación de la morfogénesis, son la correlación de morfología y origen.

Atender las conjeturas anteriores marca un paso obligado hacia el conocimiento, distribución y configuración tanto espacial como temporal de las formas y elementos más significativos del relieve.

De tal modo, el resultado expresado a través de un mapa geomorfológico deriva en un inventario de formas, productos asociados, procesos modeladores y dinámica; en donde al mismo tiempo queda de manifiesto la localización, estructura actual y en general los rasgos más importantes del relieve. Mediante estos aspectos es factible conocer de manera fehaciente y sistemática, la evolución de cualquier sector de la superficie terrestre. Así, el aporte de nuevos datos permite ampliar el conocimiento del relieve del territorio en estudio, o bien identificar inconsistencias e imprecisiones en la información existente (Robertson et al. 2002).

La determinación y explicación de la morfogénesis del volcán Ceboruco y zonas adyacentes, objetivo principal de este trabajo, inicia con la clasificación del relieve a partir de la interpretación de fotografías aéreas escala 1:75 000 y 1:37 500, mapas topográficos, revisiones bibliográficas y trabajo de campo; acciones mediante las cuales se definió y clasificó de forma preliminar distintas unidades de relieve.

El análisis y comparación del material bibliográfico y cartográfico de índole geológico, así como la interpretación de fotografías aéreas, permitió especificar límites de espacio y tiempo (periodo evolutivo) de las distintas unidades que integran el volcán Ceboruco y zonas adyacentes. De esta manera se posibilitó la coexistencia de criterios morfológicos y geológicos de clasificación, con un buen grado de exactitud, al mismo tiempo se dilucidaron algunas diferencias relacionadas con la génesis y la categorización de unidades.

Lo antes expuesto permite definir conjuntos de formas de relieve que son clasificadas en función de características morfológicas, en donde no solo se trata de una descripción sino también se cuenta con edades relativas y génesis.

En este sentido, cabe mencionar que la zona de estudio se ubica en una de las porciones del CVTM, que es, y ha sido ampliamente estudiada desde el punto de vista geológico, tectónico y geofísico. No obstante los datos publicados son pocos y redundantes, sobre todo los referentes a la edad de la roca y la ocurrencia de eventos volcánicos.

Sin embargo, en el desarrollo de este trabajo, el contar con algunas de estas edades absolutas ha sido un complemento importante, ya que proporcionó uno de los dos elementos básicos que, examinados bajo un razonamiento geomorfológico, llevaron a inferir y asignar una temporalidad relativa a aquellas unidades morfológicas carentes de dicha referencia. Para ello, el primer parámetro y punto de partida correspondió a la identificación del nivel altitudinal que guarda cada una de las formas de relieve respecto de la contigua, de este modo se obtiene una primera clasificación de niveles de desarrollo; una vez efectuada esta categorización y considerando como segundo factor las dataciones absolutas de las estructuras inmersas en la zona, se efectuó la interpolación de caracteres cualitativos y cuantitativos, con el fin de establecer y acotar los periodos y espacios relativos máximos y mínimos de generación-evolución para cada una de las formas que integran el relieve en estudio.

Del análisis e interpretación de la información anterior se derivan dos aportes importantes: la generación de datos morfogenéticos y el desarrollo de una secuencia evolutiva del relieve de la zona. Ambos elementos se conjugan y expresan a través de un mapa geomorfológico detallado en el que se plasman, ordenan y agrupan las distintas unidades

diferenciadas según su jerarquía genética (endógena o exógena), morfológica y temporal (Mioceno temprano a Holoceno); este último componente es clave en la especificidad establecida en la cartografía.

La estructura morfogenética de la leyenda facilita el análisis, la discusión y es la clave en la comprensión del mapa geomorfológico, por ello es importante atender su diseño y considerar todas las características particulares de las unidades representadas.

De acuerdo con lo anterior, la clasificación y leyenda del mapa geomorfológico que se establece para este trabajo y que se explica a continuación es: I. Relieve Endógeno, integrado por la categoría de volcánico; II. Relieve Endógeno Modelado, constituido por el apartado de volcánico y tectónico; y III. Relieve Exógeno, organizado en erosivo y acumulativo (Fig. 12).

I. RELIEVE ENDÓGENO

VOLCÁNICO

Comprende a aquellas formas de relieve generadas por la emisión y acumulación de materiales magmáticos durante el Cuaternario. En estas unidades es posible reconocer rasgos morfológicos primarios de su formación, lo que refleja su relativa corta edad y por tanto reducidos periodos de exposición a agentes modeladores. Con lo anterior se conjetura que la morfología, disposición, características de las estructuras y productos emitidos, esta condicionado al tipo de actividad; lo que a su vez obedece a los caracteres químicos, físicos y mecánicos del magma. Tales condicionantes permiten clasificar la dinámica eruptiva y formas asociadas reconocidas, en: efusivo, efusivo-explosivo, explosivo y extrusivo.

Efusivo

Bocas volcánicas. Reconocidas como salidas secundarias de magma que se disponen sobre fallas y fracturas del terreno. En general, en la zona se identificaron 14 de estas unidades; son de morfología irregular y dimensión variable.

Durante el Pleistoceno tardío tuvieron desarrollo cinco bocas entorno de la base de Ceboruco, 3 al NNW y 2 más al SSE. Hay que mencionar que la disposición de estas

LEYENDA

I. RELIEVE ENDÓGENO

VOLCÁNICO	HOLOCENO (< 0.01Ma)	PLEISTOCENO TARDÍO (0.01Ma - 0.12Ma)	PLEISTOCENO MEDIO (0.12Ma - 0.78Ma)	PLEISTOCENO TEMPRANO (0.78Ma - 1.8Ma)
EFUSIVO				
BOCAS				
FLUJOS DE LAVA				
EFUSIVO - EXPLOSIVO				
CONOS DE ESCORIA				
EXPLOSIVO				
CRÁTERES FREATOMAGMÁTICOS				
RAMPAS PIROCLÁSTICAS				
CALDERAS				
EXTRUSIVO				
DOMOS				

II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

VOLCÁNICO	PLEISTOCENO MEDIO (0.12Ma - 0.78Ma)	PLEISTOCENO TEMPRANO (0.78Ma - 1.8Ma)	PLIOCENO TARDÍO (1.8Ma - 3.6Ma)	PLIOCENO TEMPRANO (3.6Ma - 5.3Ma)	MIOCENO (5.3Ma - 23.8Ma)
FLUTOS, CONOS Y DOMOS CON INTENSO MODELADO O PARCIALMENTE SEPULTADOS					
SIERRAS COMPLEJAS					
TECTÓNICO	PLIOCENO TARDÍO (1.8Ma - 3.6Ma)	PLIOCENO TEMPRANO (3.6Ma - 5.3Ma)			
ESCARPE DE FALLA					

III. RELIEVE EXÓGENO

FLUVIAL	HOLOCENO (< 0.01Ma)	PLEISTOCENO TARDÍO (0.01Ma - 0.12Ma)	PLEISTOCENO MEDIO (0.12Ma - 0.78Ma)	PLEISTOCENO TEMPRANO (0.78Ma - 1.8Ma)
EROSIVO				
BARRANCOS (> 20M DE PROFUNDIDAD)				
BARRANCOS (< 20 DE PROFUNDIDAD)				
ACUMULATIVO				
PLANICIE ALUVIAL				
RAMPAS PROLUVIALES				

FORMAS COMPLEMENTARIAS ASOCIADAS AL RELIEVE ENDÓGENO

Figura 12. Estructura de la leyenda del mapa geomorfológico del volcán Ceboruco y zonas adyacentes.

estructuras coincide con una línea de falla de dirección NW–SE, que es paralela a la orientación del graben San Pedro–Ceboruco.

En el Holoceno aparecieron 9 bocas más, las cuales ocuparon áreas cercanas a la cima del volcán Ceboruco en los flancos N, W y SW. La situación espacial y temporal de estas oquedades se asocia a fracturas preexistentes relacionadas con la configuración de las calderas exterior e interior que conforman la estructura del Ceboruco. Cabe mencionar que las emisiones recientes (últimos 1,000 años) de lava, tienen su origen en estos conductos adventicios (Fig. 13).



Figura 13. Bocas volcánicas, con desarrollo coalescente, de morfología irregular o ligeramente ovalada; alineadas de NE a SW y emplazadas en la ladera SW del volcán Ceboruco.

Flujos de lava. Son emisiones de magma que al ser expulsadas y correr sobre la superficie por influencia de la gravedad, forma derrames de morfología abrupta lobulares y tabulares.

En su análisis se toma en consideración la expresión superficial (modelado), datos referentes a la edad y posición altitudinal relativa; de esta manera, se reconocieron 79 unidades de flujos de lava. Esto quiere decir que se contabilizaron cada uno de los fragmentos de los derrames, que si bien forman parte de uno mismo, se encuentran segmentados o simplemente corresponden a flujos independientes.

Durante el Pleistoceno temprano se formó una pequeña porción de lava en el límite W de la zona de estudio, se trata de un flujo denominado *Loma Atravesada*, el cual se asocia a la actividad del complejo volcánico San Pedro-Cerro Grande (estructura fuera del área).

Un periodo más de actividad lo marca el Pleistoceno medio, en donde se distinguen 23 derrames de lava, situados en los extremos NW y SE del territorio de estudio. Los primeros definen una sucesión de coladas alargadas de ~4 Km; se asocian a diferentes conos de escoria y domos, entre ellos los conocidos como *Los Amoles* y *Cerro Grande* (en su etapa inicial) respectivamente, mientras que algunos de los restantes (límite NW) proceden del volcán *Tepeltitic* (estructura fuera de la zona). El modelado fluvial que presentan es incipiente, no obstante se reconoce un diseño subparalelo a subdendrítico poco desarrollado. Por el contrario, las lavas del límite SE son flujos superpuestos y relativamente cortos de hasta 2.5 km, con origen en las estructuras escoriáceas *Cristo Rey*, *Pedregal I y II*, así como de otros. En ellos la acción modeladora es aún menor, tanto que no es posible registrar patrón alguno.

Para el Pleistoceno tardío tiene lugar el emplazamiento de 23 coladas más, dispuestas en tres sectores: las que forman parte del volcán Ceboruco, y las situadas al SE y NW de la base de dicha estructura. Las asociadas al Ceboruco son flujos andesíticos de anchura y longitud de más de 5 km, ocupan las laderas oriental, suroriental y una porción del occidente. Corresponden a las etapas tempranas de formación de la estructura principal y son modeladas por un drenaje subparalelo a ligeramente subdendrítico, con barrancos de ~20 m de profundidad.

Respecto al que se ubica al SE de la base del Ceboruco, su longitud es de ~4 km, posiblemente estuvo sujeta a un modelado fluvial, hecho que no es posible confirmar debido a la existencia de una cobertura importante de material piroclástico, que suaviza su morfología.

El grupo de lavas del NW conforma unidades de longitud y anchura cercana a los 4 km, en algunos casos muestran límites escarpados y un drenaje subparalelo poco desarrollado (Fig. 14). Estas emisiones se asocian a domos como el *Cerro Alto* y el complejo *Cerro Grande*, a cráteres freáticos como el *Agujereado*, *Potrерillo I* y *II* y *Molcajetillos*, así como a conos de escoria como el *Gavilán*, *Tunita* y cerro *La Concha*, por mencionar algunos.



Figura 14. Colada de lava, emplazada al NW del Ceboruco durante el Pleistoceno Tardío. Se observan barrancos menores a 20 m de profundidad en un aparente diseño radial-paralelo. La morfología de esta lavas hace pensar que son de composición andesítico-dacítica.

Durante el Holoceno son 32 los flujos emitidos, 4 de ellos localizados al SE del Ceboruco muy cerca de la base, se trata de lavas cortas en donde no se evidencia ningún tipo de drenaje, incluso su superficie define un malpaís. Estos depósitos tienen su origen en el cono de escoria *Balastre II* y *Molcajete*, así como en un par de bocas, mismas que definen las dos unidades en que se ha fragmentado el derrame conocido como *La Pichancha*. Por otro lado, en el sector NNW están presentes 3 flujos más, mismos que se asocian a la estructura freatomagmática conocida como *San Juanito*.

Los restantes 25 flujos lávicos se asocian al volcán Ceboruco, todos reconocidos como eventos poscaldera, son sumamente recientes, su edad no rebasa los 1,000 años. De

ellos, 16 constituyen las laderas del actual edificio, mientras que los 9 restantes conforman el interior de las calderas; todos ellos se explican de forma específica en el siguiente capítulo (Fig. 15).



Figura 15. Coladas de lava asociadas a la actividad poscaldera . A) derrame Copales, emplazado hacia el SW, sobre el piso del graben y laderas del volcán Ceboruco; y B) lavas dispuestas al interior de las calderas, asociadas al flujo El Norte. Ambas con una edad menor a 1000 años y composición dacítica y andesítica respectivamente.

Las unidades que dan forma a la estructura del Ceboruco se relacionan con 7 grandes flujos que de acuerdo con su cronología de emisión son: *Ceboruquito*, *Destiladero*, *Copales*, *Coapan*, *el Norte*, *Ceboruco* y *1870*; los cuales se definen como emisiones lávicas de longitud y espesor considerables, de composición andesítica y dacítica. Por último, las coladas interiores son cortas y de composición similar a las mencionadas; cada

una de ellas se circunscribe a una etapa de actividad específica de la configuración de la caldera del Ceboruco. En general, todas estas lavas muestran una superficie fresca y escoriácea con presencia de crestas de compresión y levées, caracteres que demuestran su reciente emisión.

Finalmente hay que mencionar que la mayoría de las efusiones de lava se concentran en sectores bien definidos. De igual modo se puede señalar que las pertenecientes al Pleistoceno medio y tardío (del sector NW) fluyeron hacia el SW, dirección que coincide con el basculamiento general del graben.

Efusivo–explosivo

Conos de escoria. Son las estructuras más comunes, su formación se relaciona con erupciones tanto efusivas como explosivas, actividad tipo estromboliana. Por lo general estos volcanes se desarrollan y distribuyen a lo largo de fallas y fracturas, que al obstruirse propician la migración y generación de un nuevo centro eruptivo.

En la zona de estudio se reconocieron 16 conos de escoria distribuidos tanto al NW como al SE; 9 con desarrollo en el Pleistoceno medio (Pedregal I y II, Cristo Rey, Cerro Colorado, y los Amoles entre otros); 5 en el Pleistoceno tardío (Peña Colorada, Gavilán, Tunita y cerro la Concha); y 2 durante el Holoceno (Balastre I y II) (Sieron y Siebe, 2010). Son edificios simples e irregulares, de poca altura de ~40 m a ± 200 m, mientras que el diámetro de su base oscila entre 300 m y ~1.2 Km. Están disecados por barrancos que no superan los 20 m de corte vertical, al mismo tiempo que definen un diseño de semiradial a radial. Todos estos edificios volcánicos representan el característico cono de escoria, aunque morfológicamente se reconocen dos categorías: los de cima convexa o en cúpula, y los de cráter abierto o en herradura, predominando estos últimos, sin embargo estos rasgos se presentan indistintamente en los conos ya sean del Pleistoceno medio, tardío u Holoceno.

De tal modo es posible referenciar que la fisonomía de los conos de escoria es prácticamente indivisible, ya que no existen caracteres distintivos respecto de su generación, desarrollo y evolución, es decir, que en estas estructuras ni el tiempo ni el modelado juegan un papel importante en la definición de su morfología (Fig. 16).



Figura 16. Cono de escoria del Pleistoceno Medio emplazado al NW de la zona. Se trata de la estructura conocida como Los Amoles. Se aprecia el desarrollo de un drenaje radial centrífugo bien integrado, cuya profundidad no excede los 20 m.

Explosivo

Cráteres freatomagmáticos. Su formación se relaciona con erupciones explosivas, actividad tipo estromboliana, en la que tiene lugar una interacción intermitente agua-magma; lo que genera en la cima de estos conos aperturas de forma circular o elíptica de profundidad y dimensión variable.

En la zona están presentes 18 unidades freatomagmáticas, distribuidas al NW, SE y cima del Ceboruco, de estos, 10 se desarrollaron durante el Pleistoceno tardío (Agujereado, Potrerillo I y II, y Molcajetillos, entre otros) y 8 en el Holoceno (Molcajete, San Juanito, Ceboruquito, Rincón SW, El Cráter, Cuatro Cráteres).

La altura de estos conos freatomagmáticos va de los ~20 m y hasta ~280 m, el diámetro de su base varía entre los 200 m y 1.5 km, mientras que el del cráter en algunos casos rebasa los 300 m. Los disecan barrancos que definen un diseño de semiradial a radial, que no superan los 20 m de corte vertical, tal característica de modelado se asocia principalmente a las estructuras del Pleistoceno tardío.

La mayoría de estas formas muestran rasgos como laderas interiores y fondo de cráter, aunque hay otras que por la dinámica explosiva y la alternancia de actividad resultan afectadas y su estructura se abre dando lugar a una morfología en herradura (Fig. 17). En este sentido, también es posible identificar cráteres freáticos coalescentes, definidos por

edificios súperimpuestos relacionados con alguna fase eruptiva en la que los cráteres interfieren uno con otro (Rincón SW y Cuatro Cráteres). Pero al igual que en los conos de escoria, la determinación de su configuración no está supeditada ni al tiempo ni al modelado.



Figura 17. Cráteres freatomagmáticos emplazados durante el Pleistoceno Tardío al NW del volcán Ceboruco: A) Potrerillo II, con morfología de herradura; B) edificios con cráter cerrado, conocidos como Molcajetillos.

Rampas piroclásticas. Representan superficies marginales a su estructura de origen. Se deben a la acumulación secuencial de productos volcanoclásticos. Su morfología es de

perfil ligeramente convexo, aunque principalmente depende de la topografía del terreno y potencia de los productos depositados.

Estas rampas se sitúan en dos áreas, en el borde W de la zona de estudio y al pie del Ceboruco en su sector SW. En el primer caso, se trata de una secuencia piroclástica conocida como *Las Cuevas*, la cual se relaciona con el complejo volcánico San Pedro, su emplazamiento tuvo lugar en el Pleistoceno tardío y en ella alternan depósitos de caída, oleada piroclástica y ceniza. La morfología superficial de estas acumulaciones es ondulada, con inclinación hacia el sureste y disecada por barrancos de no más de 20 m de corte vertical, mismos que exponen un diseño subdendrítico poco denso.

En lo que respecta a la rampa ubicada al pie del Ceboruco, está data del Holoceno, en específico hace ~1,000 años. Su origen se relaciona con la erupción pliniana que conformó tanto el depósito de pómez de caída Jala, como la primer caldera del volcán Ceboruco.

Este depósito piroclástico, denominado Marquesado, se distribuye hacia el SW, desde la base del volcán y hasta el contacto con la sierra El Guamuchil. Su morfología es plana a ligeramente convexa, aunque en las porciones proximales a la base exhibe ondulaciones, a esta rampa la diseca un drenaje de configuración paralela a subdendrítica, que no excede los 10 m de profundidad (Fig. 18).

Calderas, son grandes depresiones volcánicas, de más de 1 km de diámetro y laderas casi verticales. De acuerdo con los mecanismos que las generan, se pueden reconocer tres tipos: de hundimiento o subsidencia, erosión y explosión. Para el caso que nos ocupa nos referiremos a las de hundimiento, en sí este proceso no es tan sencillo, pero de manera general se asocia al vaciado de una cámara magmática poco profunda y por consiguiente a procesos de descompresión, explosión y aparición de fracturas en torno del reservorio magmático, factores que desencadenan la subsidencia (Lipman, 1997).



Figura 18. Rampa piroclástica, asociada al flujo Marquesado. De morfología plana-convexa a ligeramente ondulada, la disecan barrancos de menos de 20 m de profundidad, ordenados en patrones subparalelos y subdendríticos.

Considerando lo anterior y con base en su morfología, en la zona de estudio se determinó la existencia de 3 estructuras caldéricas de morfología irregular desarrolladas durante el Holoceno, mismas que coronan la cima del Ceboruco, se disponen de manera concéntrica y constituyen etapas evolutivas determinantes en la configuración del edificio volcánico.

La primera de ellas, se asocia a la estructura principal datada hace ~45,000 años, sin embargo se configuró durante la actividad pliniana de hace ~1,000 años; se conoce como caldera exterior y se encuentra abierta hacia el N y SW, el modelado está a cargo de escurrimientos integrados en patrones radiales a subdendríticos poco densos, cuya profundidad es menor a los 20 m. La siguiente se relaciona con el colapso parcial del *domo Dos Equis* y se denomina como caldera interior o bien como se propone en este trabajo caldera *Dos equis*. Esta también presenta una apertura en el sector N de su edificio y una disección fluvial de ~10 m determinada por barrancos con un diseño paralelo muy escueto. La más reciente y pequeña se vincula con el desplome del *domo El Centro*, de donde adquiere su denominación, *caldera El Centro* (Fig. 19). Cabe mencionar que Sieron y Siebe (2008) denominan a esta estructura como antiguo cono de toba.



Figura 19. Tres calderas concéntricas que coronan la cima del Ceboruco. A) La primera y más grande, conocida como caldera exterior y la cual data de hace 1 000 años; B) Segunda caldera, denominada como interior o Dos Equis; C) La última y más pequeña, El Centro. Se observan rasgos de destrucción.

Como una herramienta más en el análisis geomorfológico se elaboró un modelo sombreado de la zona de estudio; en este se encontró un par de rasgos estructurales (lineamientos) que cortan tanto al volcán Ceboruco como al graben, a este último de manera perpendicular. Estos lineamientos, presentan una dirección general NE-SW, característica que hace que los bordes de las calderas exterior e interior, así como los barrancos más profundos del edificio del Ceboruco sean coincidentes con su traza (Fig.

20). Esta situación hace pensar y proponer que estos rasgos estructurales hayan sido la principal condicionante del colapso y morfología de la cima del Ceboruco, con lo cual se podría mencionar que la actividad asociada a los colapsos fue meramente catalizadora en una estructura ya debilitada por la dinámica estructural.

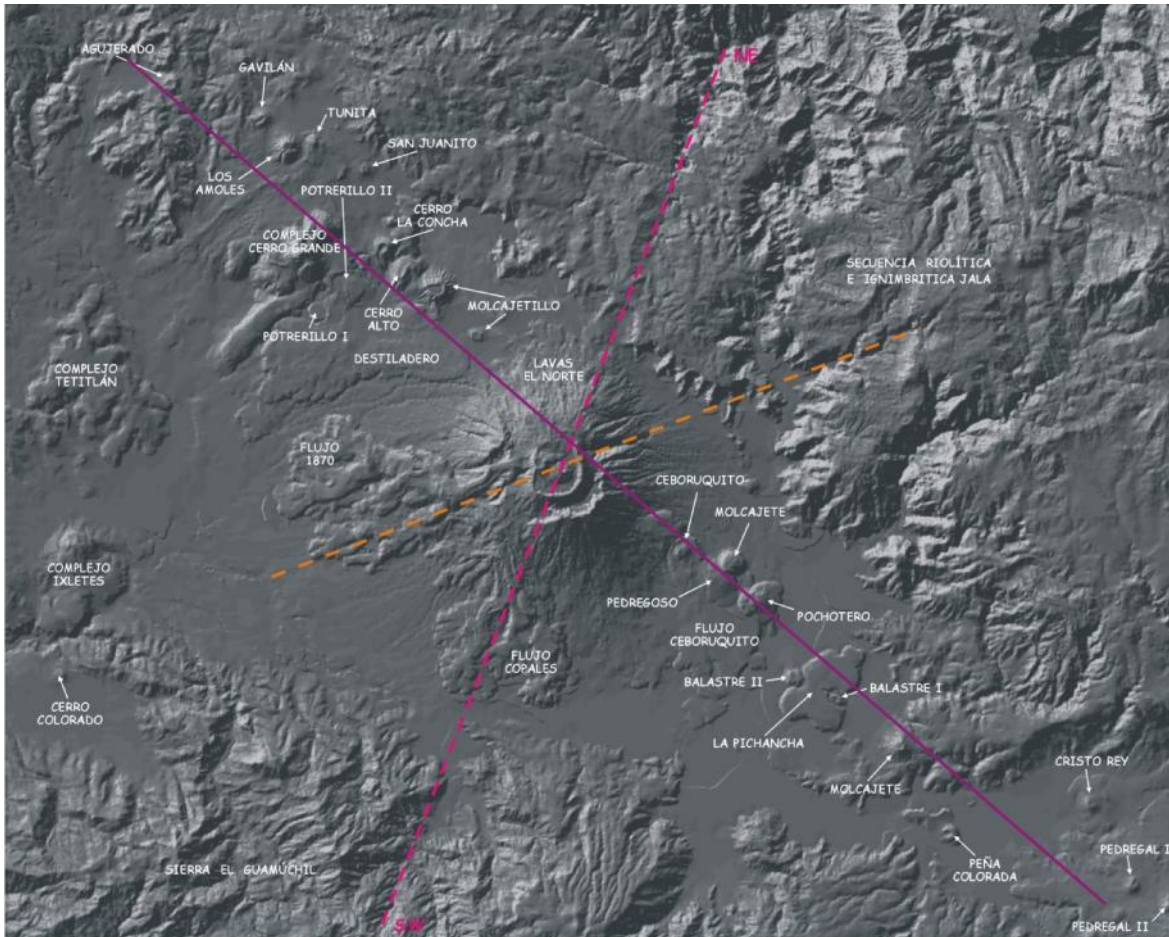


Figura 20. Modelo sombreado del área de estudio en el que se muestra, con línea discontinua, los lineamientos perpendiculares. La traza (NE-SW), es coincidente con los bordes de las calderas exterior e interior, así como con los barrancos más profundos del Ceboruco. Se marca con línea continua el lineamiento paralelo al graben.

Extrusivo

Domos. Se originan por la acumulación y sobreposición en torno a la boca eruptiva de derrames lávicos viscosos, cortos y de gran espesor, configurando así estructuras en forma de cúpula. Su morfología y tamaño lo establece la temperatura y viscosidad del magma, así como el relieve preexistente.

En la zona se reconocieron 32 estructuras dómicas, tanto aisladas como en complejos; de estos, 9 se desarrollaron en el Pleistoceno medio, 4 en el Pleistoceno tardío y 19 durante el Holoceno. Los primeros, se localizan en el borde W y extremo NW del territorio de estudio, estos domos constituyen conjuntos como *Tetitlán*, *Ixletes* y *Corral falso*, su formación se relaciona con etapas de actividad de los volcanes San Pedro y Tepeltitic. Respecto de los domos del Pleistoceno tardío, estos se emplazaron al NW de la base del Ceboruco, entre ellos están el *Cerro Alto* y el complejo *Cerro Grande* (Fig. 21).



Figura 21. Domos con morfología de cúpula; A) desarrollados al NW de la zona durante el Pleistoceno tardío, corresponden al complejo Cerro Grande; B) estructura Molcajete emplazada al SE del Ceboruco durante el Holoceno.

Finalmente, los del Holoceno se distribuyen al pie de la ladera SE del Ceboruco y en la cima. De los primeros se puede mencionar *El Molcajete*, *Pochotero* y *Pedregoso*; mientras

que en la cima se reconoce una gran variedad: los que se distribuyen sobre el borde de la caldera interior, los que conforman la pequeña caldera *El Centro*, y los generados durante la actividad de 1870, los cuales se anidan en las estructuras freáticas *El Cráter* y *Cuatro Cráteres*.

Hay que mencionar que todas las estructuras dómicas reconocidas presentan una morfología de cúpula asimétrica, su altura fluctúa de 120 m a ~300 m, el diámetro de su base entre los 750 m y hasta los 2 km y un modelado fluvial, sólo reconocible en estructuras del Pleistoceno tardío, de barrancos ordenados en patrones radiales y paralelos poco desarrollados, con profundidad menor a 20 m.

Antes de concluir este apartado es necesario precisar que la disposición y distribución de las formas reconocidas es heterogénea y se circunscribe a los caracteres estructurales del graben. Mientras que la morfología homogénea, entre conjuntos de formas, la determina el tipo de actividad, con lo cual el modelado y la temporalidad relativa o específica de cada unidad no es un elemento relevante en la diferenciación.

II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO VOLCÁNICO

Los relieves volcánicos no permanecen intactos por mucho tiempo, al cesar la actividad que los origina, la erosión actúa de manera inmediata, transformando y creando nuevas morfologías.

Este rubro se refiere a las formas de relieve en la que su génesis la determinan los procesos volcánico-estructurales. Sin embargo en su configuración actual, la acción modeladora inmediata de los procesos exógenos ha hecho que las estructuras pierdan rasgos importantes de su morfología original. De igual modo ha actuado la propia actividad volcánica y tectónica, aunque en menor proporción.

Con el fin de realizar un análisis más específico de las formas calificadas bajo esta categoría, se han agrupado en dos rubros: flujos, conos y domos con intenso modelado o parcialmente sepultados y sierras complejas.

Flujos, conos y domos con intenso modelado o parcialmente sepultados. Esta tipificación alcanza vestigios de conos de escoria, cráteres freatomagmáticos, domos, lavas y flujos piroclásticos. Si bien se distinguieron 13 unidades, cada una con peculiaridades de altura, disposición y composición específicas que permitieron su identificación, determinación genética y espacio-temporal, no fue factible señalar el tipo de forma al que estas correspondería, por lo que el análisis comienza con la unidad más antigua reconocida.

Al W de la base del Ceboruco se presenta una estructura que se caracteriza por su superficie inclinada y de morfología ondulada, al parecer se trata de flujos de lava sepultados por sedimentos fluviales y volcánicos. Muestra la posición altitudinal más baja respecto de las unidades adyacentes e incluso de todas aquellas que conforman la zona de estudio, lo que hace considerarla como una de las más antiguas, y por tanto suponer una formación relacionada con los procesos de extensión que originaron el graben; se sitúa hacia mediados del Mioceno e inicio del Plioceno temprano, estimando a grosso modo una edad de 11.2 a 5.0 Ma.

En el extremo NW de la zona se reconocieron 2 estructuras más, cuya situación espacio-temporal sugiere un desarrollo paralelo o inmediatamente posterior al emplazamiento de la secuencia riolítica Jala. Además se advierte un escarpe que evidencia la influencia directa que tuvo sobre estas, la falla que delimita el borde norte del graben. Los factores anteriores llevan a deducir que el establecimiento de tales unidades ocurrió durante el Plioceno temprano, entre los 4.1 y 4.95 Ma. Estas unidades presentan una morfología de laderas y mesa sumamente irregulares, derivada tanto de la acción tectónica y fluvial, esta última manifiesta en escurrimientos de diseño dendrítico que no supera los 20 m de profundidad.

Para el Pleistoceno temprano se tienen registradas 8 estructuras, las cuales se distribuyen de la siguiente forma: dos al SE, en las inmediaciones del cono *Cristo Rey*, dos al W, mismas que constituyen parte del complejo de domos *Ixletes*, y cuatro más al NW, en las cercanías del cono de escoria *Los Amoles* y en contacto con las lavas provenientes del volcán Tepeltitic.

Por último y pertenecientes al Pleistoceno medio, se identificaron dos estructuras situadas muy cerca del límite W de la zona de estudio, estas se asocian y conforman una parte importante del complejo de domos *Tetitlán*.

Cabe mencionar que las formas normalizadas bajo esta clasificación, se erigen como verdaderos remanentes volcánicos, parcialmente sepultados o semidestruidos, aislados y de morfología totalmente irregular, como consecuencia de eventos suscitados principalmente en el Pleistoceno medio.

Antes de comenzar el análisis del siguiente rubro (sierras complejas), es preciso puntualizar en la terminología, ya que se utilizará la expresión sierra, que de acuerdo con Zamorano et al. (2002), se refiere a una superficie irregular con frecuentes cambios altitudinales presentes en distancias cortas, sin implicar rasgos morfológicos particulares ni de extensión.

Sierras complejas, este apartado engloba a los tres conjuntos montañosos de origen volcánico más antiguos que se reconocieron en la zona de estudio; 1) Sierra Madre Occidental (SMO); 2) Riolita e ignimbrita Jala; y 3) Sierra El Guamuchil. En la actualidad, estas elevaciones presentan una morfología de parteaguas sinuosos de cumbre convexa a plana, laderas escarpadas, barrancos amplios y con más de 20 m de profundidad. Lo que ha determinado la configuración y modelado en estos territorios se debe en gran parte a la actividad fluvial y tectónica, aunque no hay que olvidar la edad y estructura interna de estas elevaciones.

1) Sierra Madre Occidental, se define como una provincia volcánica de origen silíceo, de manera general en las porciones norte y centro coexisten depósitos de ignimbritas y domos riolíticos del Oligoceno (23.8 - 33.7 Ma) (Mcdowell y Keizer, 1977; Mcdowel y Clabaugh, 1979), mientras que hacia el sur esta constituida por una sucesión de ignimbritas con una edad de 20 a 23 Ma, (Mioceno temprano) (Ferrari et al., 2003).

Remanentes de esta sucesión de ignimbritas afloran al E de la base del Ceboruco, así como al SE, en torno de las estructuras *La Pichancha*, *Molcajete* y *Peña Colorada*. En ambos casos estas elevaciones permanecen como testigos de un modelado total, se caracterizan por ser alargadas, poco prominentes y estar constituidas principalmente de

ignimbritas mezcladas con algunas andesitas. Cabe mencionar que estas formas asociadas a la SMO, son consideradas como la unidad y roca más antigua dentro del territorio de estudio, datando del Mioceno temprano, de forma específica hace ~20 Ma.

2) Riolita e ignimbrita Jala, se trata de un complejo al que integran secuencias de lava de composición riolítica y flujos piroclásticos silíceos. Su distribución es amplia, abarca la mayor parte del sector N y E de la zona, así como una porción que aflora hacia el SE. De acuerdo con Ferrari et al. (2003), el emplazamiento de esta secuencia ocurre durante el Plioceno temprano; en específico la edad para la parte N es de 4.72 Ma, mientras que para la E es de 4.19 Ma, finalmente Frey et al. (2004) refiere una edad de 4.95 Ma para la porción que aflora hacia SE (Fig. 22).



Figura 22. Secuencia riolítica e ignimbrítica Jala. Se observa un frente escarpado de traza sinuosa, algunos conos coluviales y barrancos de más de 20 m de profundidad. Constituye el límite norte del graben.

Cabe hacer mención que en el área norte predominan los derrames de lava, mientras que al este y sureste prevalecen los depósitos de flujo piroclástico. Los procesos fluviales, así como los movimientos tectónicos han desmantelado y modificado la morfología original de los cuerpos volcánicos, flujos de lava y depósitos piroclásticos que constituyen dicho complejo riolítico e ignimbrítico. Se observan laderas escarpadas y barrancos con más de 20 m de profundidad, integrados a una red de drenaje dendrítica totalmente desarrollada. En la actualidad, la morfología de la Riolita e Ignimbrita Jala está definida por una amplia meseta de topografía sumamente irregular, en donde su espesor máximo alcanza más de 200 m.

3) Sierra El Guamuchil, ocupa el sector S y SW de la zona, la constituyen secuencias de flujos de lava, como el *basalto Ixtlán* y la *andesita Buenavista*, mismos que sepultan en esta porción a la sucesión Jala. De acuerdo con Frey et al. (2004), el desarrollo de esta sierra se presenta hace 3.8 Ma, su emplazamiento marca la última etapa de actividad volcánica registrada durante el Plioceno temprano en la zona de estudio.

Procesos fluviales y movimientos tectónicos recientes tanto verticales como horizontales, han afectado la zona. Sin embargo las evidencias que denotan tales desplazamientos son poco claras, ya que están cubiertos por depósitos volcánicos posteriores o bien por materiales derivados de procesos de ladera asociados a las mismas disyunciones. En conjunto, la dinámica anterior ha dado lugar a una sierra constituida por sistemas de fallas normales con arreglo ortogonal y alineamientos estructurales que definen bloques escalonados y basculados hacia el NW, laderas escarpadas, y barrancos profundos integrados en redes de drenaje dendríticas, paralelas y enrejadas (Fig. 23).

La secuencia riolítica e ignimbrítica Jala, así como la sierra El Guamuchil constituyen los pilares o horst del graben San Pedro-Ceboruco y por consiguiente definen los bordes N y S de la depresión, misma que ha sido parcialmente rellenada por vulcanismo reciente.



Figura 23. Sierra El Guamuchil, constituye el borde sur del graben. Se reconocen escarpes de falla y alineamientos escalonados y basculados hacia el NW.

TECTÓNICO

En este apartado se hace referencia a la actividad endógena que rompe y desplaza porciones de la corteza terrestre ya sea en sentido vertical, horizontal o bien en un movimiento conjugado, tal acción da lugar al desarrollo de fallas.

La forma característica y que mejor expresa la ocurrencia de estas disyunciones en el relieve son los escarpes de falla, elemento morfológico que permite reconocer diversas características relacionadas al movimiento.

Escarpe de falla. Esta unidad delimita el borde norte del graben San Pedro – Ceboruco y afecta a la secuencia riolítica e ignimbrítica Jala, este rasgo estructural es sinuoso, abrupto y llega a alcanzar una altura de ~230 m.

Trabajos como los de Thorpe et al. (1975), Demant (1978), Ferrari et al. (2000) y Nelson (1980), especulan acerca de que tal estructura sea un escarpe de falla, dado que no existen evidencias (índices de subsidencia) suficientes que lo establezcan.

No obstante, en este trabajo se han encontrado rasgos morfológicos que evidencian la ocurrencia de un movimiento tectónico de carácter normal, entre ellos están un escarpe franco, sinuoso, discontinuo cuya dirección NW–SE es paralela a la del semigraben Ceboruco. Por otro lado una vez que cesó la actividad tectónica, la acción erosiva se encargó de modelar el escarpe de falla con lo que definió el segundo elemento morfológico: una sucesión de facetas triangulares y trapezoidales distribuidas a lo largo de la ladera que define el escarpe (Fig. 24).

Cabe mencionar que en las laderas de la sierra El Guamuchil, fue posible reconocer (aunque no se cartografió, debido a una visión poco clara tanto en las fotografías aéreas como en el mapa topográfico) un conjunto de escarpes de falla que denotan movimientos normales, están dispuestos en gradería y muestran un arreglo ortogonal, también se hallan alineamientos estructurales paralelos con dirección WNW–ESE, así como elementos fluviales (inflexiones en el drenaje) que suponen desplazamientos laterales del relieve (Fig. 24).

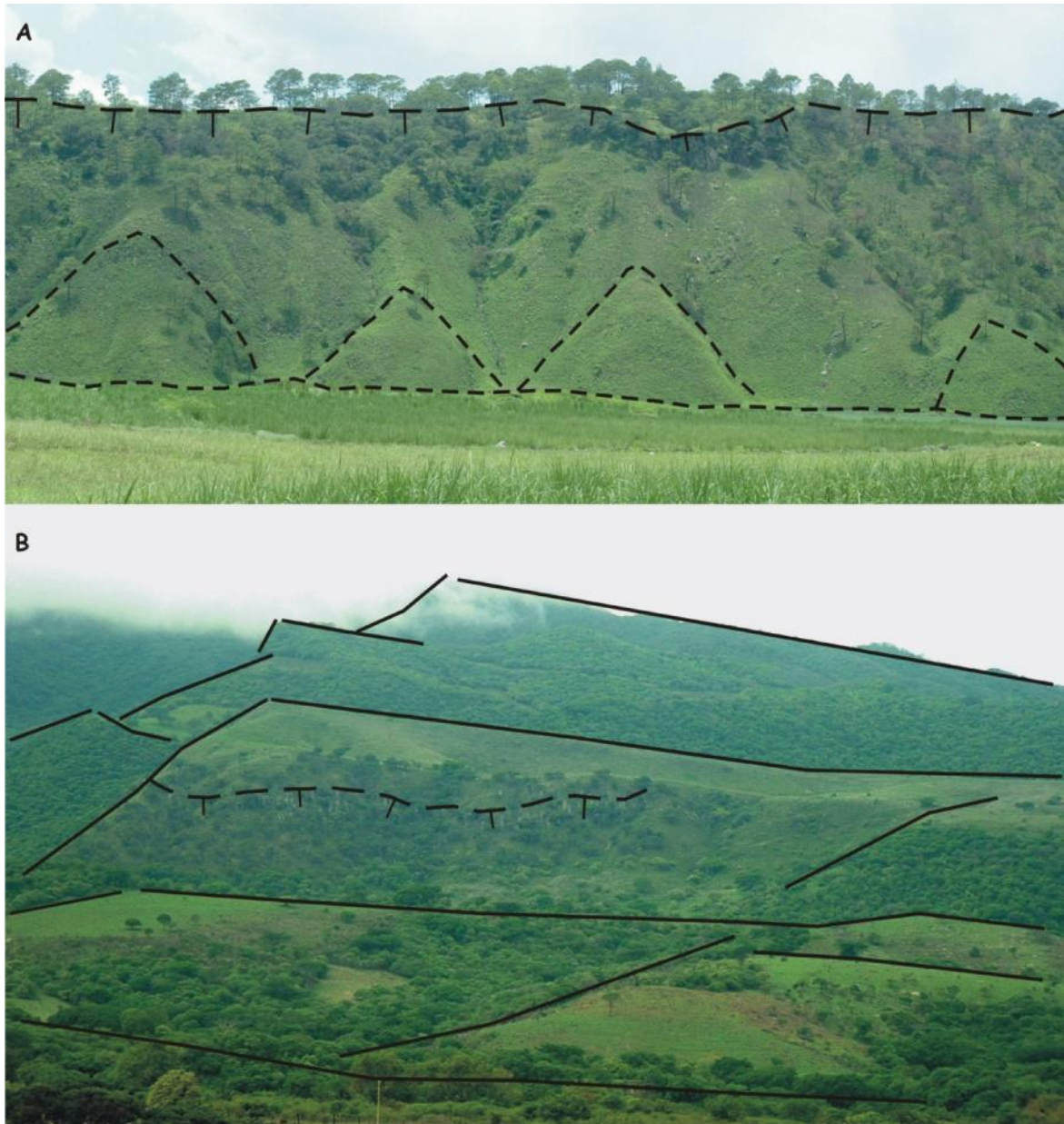


Figura 24. Elementos morfoestructurales relacionados con la tectónica de la zona. A) escarpe de falla y facetas triangulares asociadas a la secuencia riolítica Jala; B) escarpe de falla y alineamientos escalonados, basculados y con arreglo ortogonal reconocidos en las laderas de la sierra El Guamuchil.

Respecto a la edad de estos sistemas de fallas y escarpes que delimitan al graben SPC, Frey et al. (2004); Ferrari et al. (2000; 2003) indican que su máximo desarrollo y definición tiene lugar durante el Plioceno temprano, en específico después de los 4.2 Ma y antes de la ocurrencia del vulcanismo de hace 3.8 Ma.

III. RELIEVE EXÓGENO

FLUVIAL

En este apartado se analiza la morfología y dinámica de los barrancos, así como las formas resultantes. Las corrientes de agua al fluir sobre la superficie terrestre presentan dinámicas distintas, dependiendo de su ocurrencia, estacional o extraordinaria.

Erosivo

Se reconoce como el conjunto de acciones propias de la dinámica externa de la corteza terrestre, en donde coexisten agentes erosivos fluviales, eólicos, marinos, glaciares y gravitacionales; así como factores de desagregación, desgaste y transporte. Todo proceso de modelado conlleva una pérdida en los volúmenes de roca una vez que comienza la transformación, destrucción y movilización de los materiales que constituyen el relieve original, no obstante que en procesos paralelos se constituyen nuevas formas.

Para este trabajo, las morfologías negativas derivadas del trabajo fluvial, se clasificaron de acuerdo con su profundidad, con lo cual se tienen:

Barrancos >a 20 m de profundidad. Estas unidades constituyen patrones de drenaje dendríticos totalmente integrados y definidos, una geometría de sus laderas en "V" que bien pueden ser simétricas o asimétricas (Fig. 25).

Su desarrollo y evolución ha tenido lugar en la secuencia volcánica Jala y la sierra El Guamuchil, relieves más antiguos de la zona en donde la interacción entre edad, estructura, constitución y tectónica regional han sido variables determinantes en la configuración actual.

Barrancos <a 20 m de profundidad. Es posible reconocerlos en sectores muy específicos, por un lado al interior del graben, en donde prevalece su desarrollo y modelan principalmente a estructuras cuaternarias (Fig. 25). Mientras que en menor proporción, ocupan los bordes de la sierra El Guamuchil, la sucesión Jala y los afloramientos de la SMO. Cabe mencionar que algunos de estos barrancos determinan límites entre unidades geomorfológicas, mientras que el resto es evidencia del trabajo erosivo actuando sobre una capa superficial de material piroclástico y aluvial.



FIGURA 25. Barrancos: A) mayores a 20 m de profundidad, desarrollados en las estructuras más antiguas de la zona (sierra El Guamuchil y secuencia Jala); B) menores a 20 m de profundidad, estos modelan y se emplazan entre estructuras cuaternarias.

La morfología de estas unidades es irregular a lo largo de su trayectoria, es decir, existen sectores en donde se definen valles en “v”, de fondo plano, asimétricos, etc., no obstante se integran en redes de drenaje con patrones bien establecido, radial centrífugo, dispuesto en conos de escoria y cráteres freatomagmáticos; subdendrítico y paralelo en las laderas del volcán Ceboruco, domos, coladas de lava y depósitos piroclásticas.

Acumulativo

Se trata de un proceso exógeno constructivo que abarca a todas aquellas formas de relieve en la que su génesis y evolución se circunscribe a la dinámica acumulativa de materiales sedimentarios. En este caso, el tipo de agente erosivo es el que determinará su tipología. Las formas derivadas son variadas, sin embargo en este apartado solo se analizarán las rampas proluviales y las planicies aluviales.

Rampas proluviales. Representan zonas de transición hacia áreas de menor altitud, están compuestas por material detrítico mal clasificado y heterométrico. Su desarrollo y evolución tienen lugar una vez que inicia un proceso de coalescencia y yuxtaposición de abanicos y mantos aluviales, lo cual determina la inclinación y ondulación de su superficie.

Sin embargo su situación espacial y formación no es fortuita, se relaciona con sitios y factores específicos como: material poco consolidado, una dinámica de las corrientes poco constante o intermitente, así como influencia tectónica manifiesta en escarpes de falla activos e inactivos; características que están presentes en la zona de estudio y dan lugar a la conformación de diversas rampas dentro del territorio de estudio (Fig. 26).

Estas 44 unidades se disponen en tres sectores: el primero, a lo largo del borde sur del graben, su origen se relaciona con la deposición de materiales provenientes de la secuencia Jala y la sierra El Guamuchil; son superficies de morfología tabular y ondulada, además presentan una inclinación máxima de 15°, en la actualidad, en estas 17 rampas se manifiesta una redisección fluvial ocasionada por escurrimientos con un diseño subparalelo y subdendrítico.

El segundo sitio, con 19 unidades corresponde con el límite norte de la depresión su formación y desarrollo esta vinculado con la deposición de material detrítico, procedente

en su mayoría de la secuencia Jala y en menor proporción del resto de las unidades cercanas.



Figura 26. Rampa proluvial al SW del volcán Ceboruco.

Se trata de áreas cuya expresión superficial es ligeramente ondulada a plana y con pendientes de hasta 10° , en estas zonas las corrientes fluviales son escasas, de igual modo el modelado no es significativo, lo que indica que la dinámica actual continúa siendo de acumulación, más que de erosión.

Por último, están las 8 rampas que se han desarrollado dentro las calderas exterior e interior del Ceboruco, su formación, desarrollo y actual evolución se vincula al acarreo y depositación de material detrítico proveniente de las laderas de las calderas y productos piroclásticos removidos de los cráteres freáticos. Son superficies de muy poco espesor, con una inclinación máxima de 3° , de morfología ligeramente convexa y en la que se observan patrones de drenaje muy difusos de diseño dicotómico y trenzado.

Planicie aluvial. Se debe principalmente a la acumulación de sedimentos tanto fluviales como volcánicos retrabajados; materiales que han sido removidos por los fluvios que

modelan a las distintas unidades de la zona de estudio y que se encuentran en una posición topográfica más elevada, respecto de la unidad en cuestión.

Cabe mencionar que su configuración primigenia se asocia a procesos endógenos, en particular a la dinámica tectovolcánica que conformó al graben San Pedro Ceboruco, sin embargo su evolución y morfología actual deriva de la actividad exógena.

Esta forma de relieve representa el nivel base de la zona de estudio, con lo cual el modelado fluvial es incipiente. La morfología de su superficie no es del todo plana, presenta ondulaciones y en general, una ligera inclinación hacia el SW.

A esta unidad es posible reconocerla en tres sectores; el de mayor extensión y continuidad se reconoce hacia el S y SE, a partir de la base del volcán Ceboruco y hasta el contacto con la secuencia riolítica Jala e inmediaciones de la estructura *Cristo Rey*.

Asimismo está presente en el sector N y NE, a lo largo del escarpe de falla que delimita el borde norte del graben (Fig. 27), donde se disponen en espacios discontinuos y escalonados. Finalmente, también se reconocen hacia el W y NW de la zona, aunque aquí, son aisladas y de menor proporción.

Cabe mencionar, que la distribución que exhibe esta unidad hace pensar en una planicie de dimensiones vastas que ocuparía la mayor parte del fondo del graben Ceboruco y que va disminuyendo y fragmentando su área conforme se desarrolla la actividad volcánica, hasta constituir su configuración actual.



Figura 27. Planicie aluvial ligeramente inclinada y ondulada. A) Sector SW, entre el volcán Ceboruco y la sierra El Guamuchil; B) Porción N, entre la secuencia Jala y la estructura del Ceboruco, sitio en el cual se emplaza el poblado de Jala.

Formas Complementarias Asociadas al Relieve Endógeno

Laderas interiores (atrio de cráter). Se trata de paredes escarpadas cuya inclinación es mayor a 45° , de dimensión variable, morfología cónica, semicónica e irregular. Estas unidades se observan en las estructuras freatomagmáticas (Molcajete, Ceboruquito y Molcajetillos, entre otros), cuyo cráter es cerrado; así como en las tres calderas (exterior, interior y El Centro) y cráteres freáticos (Rincón SW, El Cráter y Cuatro Cráteres) que constituyen la cima del volcán Ceboruco (Fig. 28).

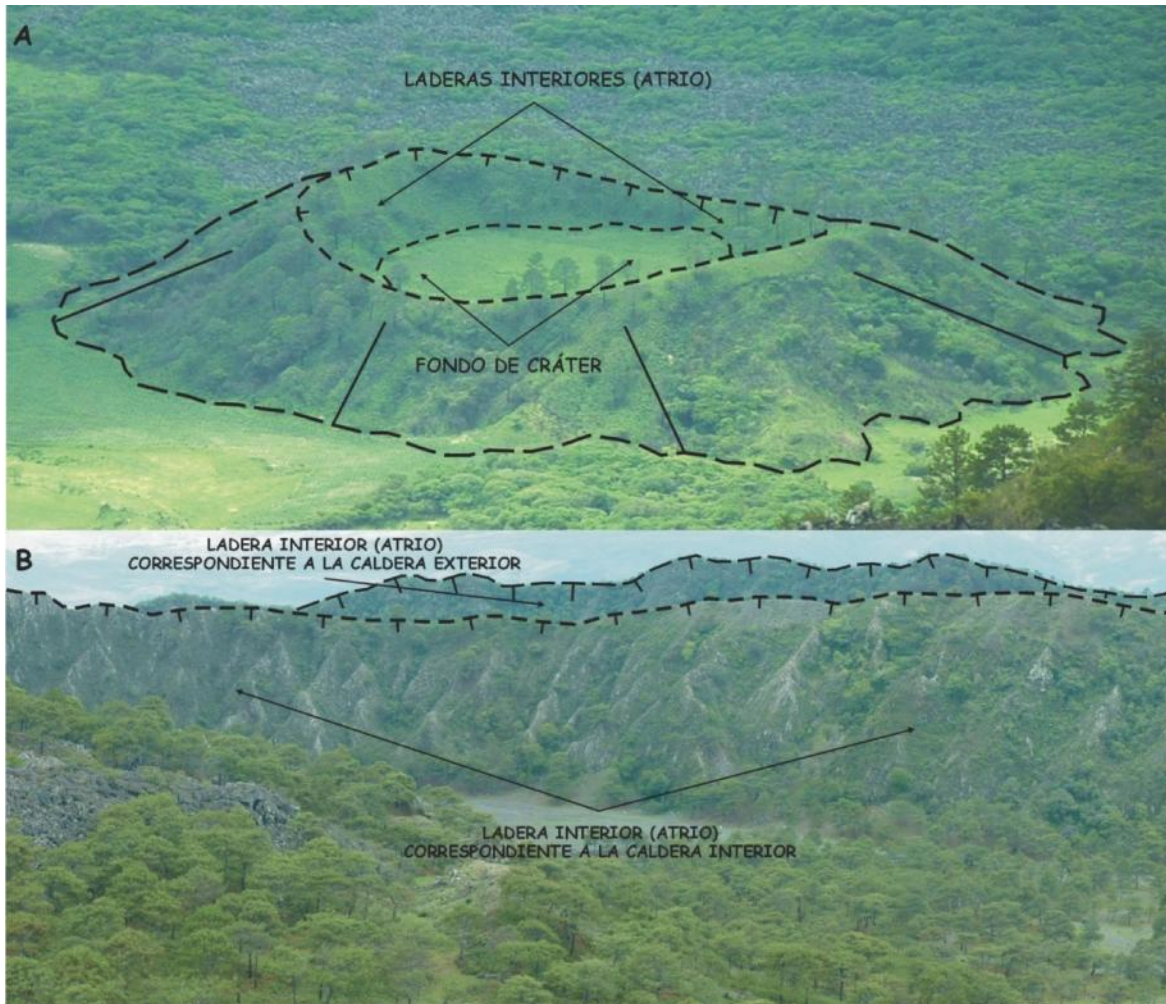


Figura 28. Laderas interiores o atrio y fondo de cráter: A) estructuras freáticas; B) calderas interior y exterior.

Fondo de cráter. Corresponde a la porción más deprimida del mismo, su superficie es variable, mientras que su morfología bien puede ser plana, ondulada y con cierto grado de inclinación. En la zona de estudio tales elementos se observan en los cráteres freatomagmáticos (Fig. 28).

Llanos volcánicos, se trata de terrenos que no fueron ocupados por lavas, quedando como falsas depresiones entre flujos de lava y límites de estructuras (falso relieve invertido). En general son superficies de morfología sutilmente plana u ondulada y ligeramente inclinadas; las cuales, conforme evolucionan van siendo rellenadas por material de acarreo. Estas formas se observan dentro las calderas exterior e interior, entre

el flujo de lava *Destiladero* y el cráter freático *Potreriillo II*, así como en el derrame *Copales* (Fig. 29).

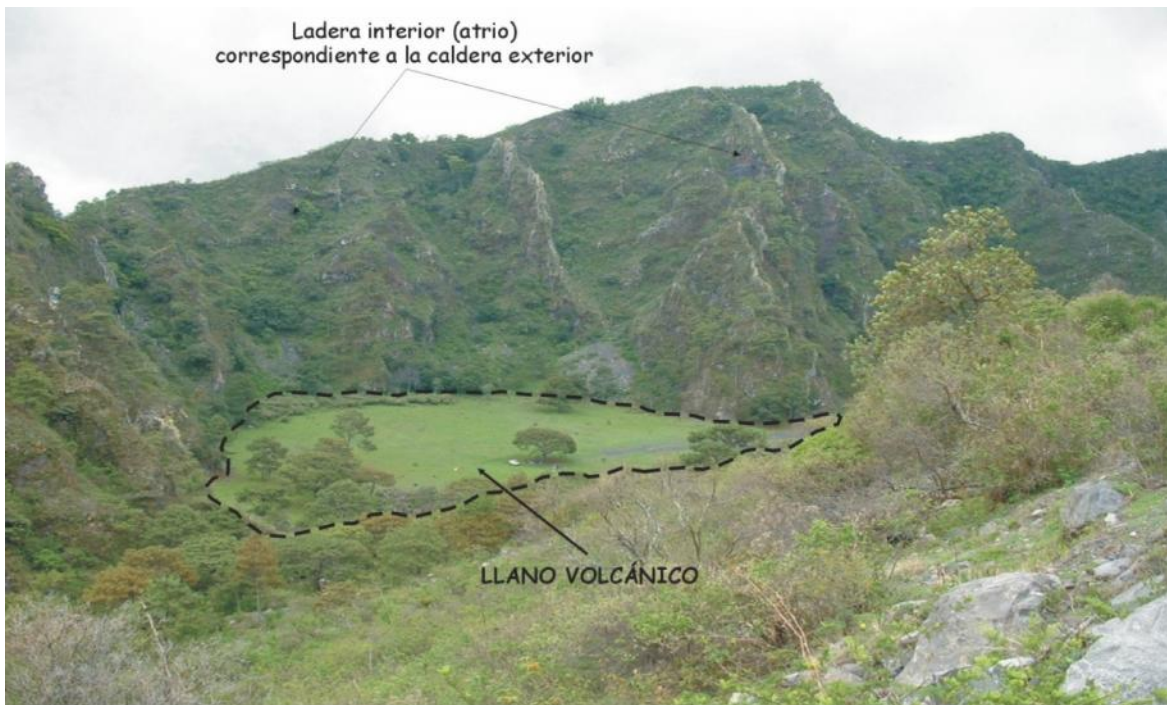


Figura 29. Llano volcánico formado entre las calderas exterior e interior, en la cima del volcán Ceboruco.

Frentes de lava (escarpes), se presentan en las porciones frontales y laterales de flujos lávicos y domos, su inclinación es $>45^\circ$ incluso vertical. Su origen se relaciona con la dinámica del material fundido, es decir, al cesar la emisión el flujo se detiene de forma súbita generando así estos desniveles; o bien, como producto de un cambio topográfico con pendiente considerable, lo que ocasiona la ruptura de la porción superficial dando lugar al escarpe.

Consideraciones finales

El análisis realizado arroja información temporal, espacial, de evolución y cualitativa del relieve de la zona de estudio. Constituye una herramienta cronológica que permite reconstruir secuencias morfogenéticas relativas, al mismo tiempo que facilita la

coexistencia y explicación de variables geológicas (edades) y de actividad tectovolcánica (fallas y vulcanismo) con la información morfológica.

Por otro lado, tiene lugar la generación de un inventario de formas organizadas ya sea por morfología, tipo de actividad o bien por periodos de emplazamiento, lo que permite identificar, zonificar y explicar de una manera sistemática la configuración del relieve. Se reconocieron 244 unidades; distribuidas según génesis y periodo de la siguiente forma:

Número de unidades de relieve por génesis y periodo.							
Genesis	Holoceno	Pleistoceno			Plioceno		Mioceno
		Tardío	Medio	Temprano	Tardío	Temprano	
Endógeno	74	48	41	1			
Endógeno Modelado			2	8		7	2
Exógeno	8		36	17			
Total	82	48	43	36	26	7	2

III. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL VOLCÁN CEBORUCO

Diversos han sido los relatos y trabajos especializados referentes a la actividad, evolución y configuración actual del volcán Ceboruco. No obstante, de los primeros se puede decir que resultan incompletos y confusos, dado que no existe una cronología histórica que permita establecer con claridad la situación espacial y temporal de las manifestaciones eruptivas; mientras que los segundos no muestran las particularidades de las estructuras y productos asociados, postulan configuraciones de evolución distintas o bien se enfocan al análisis de eventos puntuales. Lo anterior deriva en la falta de un esquema coherente que permita explicar la evolución del volcán, pese a esta disparidad cada uno de los elementos que aportan los trabajos previos constituye una pieza clave de este complejo rompecabezas.

Lo anterior permite puntualizar, que el objetivo de este capítulo no es el de presentar una sucesión absoluta e individualizada de la actividad, sino proponer un esquema cronológico relativo de la evolución del volcán Ceboruco, basado en el análisis de la cartografía geomorfológica, como una herramienta de suma importancia cuando se aplica en la caracterización de relieves volcánicos de reciente evolución y en donde los procesos exógenos no han disecado y modificado las formas originales (Norini et al. 2004). La información anterior se complementa de forma paralela con la interpretación y análisis de los trabajos previos realizados por Demant (1979, 1981); Nelson (1980, 1986); Ferrari et al. (1997); Gardner y Tait (2000); Borwne y Gardner (2004, 2005); Chertkoff y Gardner (2004) y Sieron y Siebe (2008), destacando los procesos y elementos geológico-genéticos y evolutivos.

El proceso de restablecimiento de la secuencia geomórfica del volcán Ceboruco inicia según el orden determinado por Demant, Nelson y Ferrari en sus respectivos trabajos, en donde circunscriben la evolución del Ceboruco a tres etapas diferenciadas por la formación de dos calderas (clasificación que hace su historia complicada y poco conocida). No obstante en este trabajo se considera que existen caracteres morfológicos y geológicos que representan eventos eruptivos importantes en la configuración y desarrollo de la estructura del Ceboruco, lo que admite la posibilidad de diferenciar puntualmente las distintas fases de actividad, así como constituir y definir una nueva etapa de evolución. Lo anterior se ilustra y resulta en diversos mapas, esquemas y

perfiles, donde se distingue la connotación geológico-geomorfológica utilizada en su elaboración.

Antes de comenzar con el análisis hay que puntualizar en dos expresiones que se utilizarán en el desarrollo de este apartado. El termino *etapa* se empleará al referirse al conjunto de diversas fases de actividad, sean estas efusivas, explosivas mixtas, etc. Mientras que el termino *fase*, se usará al señalar procesos individuales tanto eruptivos como de emplazamiento-emisión, que conforman a las diversas etapas. En este contexto se reconocieron 20 fases, asociadas y distribuidas de forma heterogénea a las 4 etapas establecidas.

Etapa 1

La constituyen seis fases de evolución-desarrollo. Inicia con la construcción de la estructura del volcán Ceboruco y la emisión de $\sim 60 \text{ Km}^3$ de flujos lávicos de composición andesítica (fase 1, Fig. 30). De acuerdo con dataciones ya establecidas, su generación, desarrollo y evolución se presentó durante el Pleistoceno Tardío, hace $\sim 45,000$ años. La disposición de estos flujos respecto de la estructura, se cree era radial, sin embargo emisiones posteriores los han sepultado de forma parcial, con lo cual en la actualidad sólo se reconocen hacia el NE, E, SSE y en una pequeña porción del NW.

Posterior a la formación del cono del Ceboruco, al pie de su ladera SE tiene lugar el emplazamiento de tres cráteres freatomagmáticos, de los cuales el de mayor tamaño se conoce como volcán Molcajete. De forma simultánea o seguidamente de la actividad freática, y en ese mismo sector, se presentan emisiones fisurales de lava que constituyen el flujo conocido como Ceboruquito (fase 2, Fig. 30). Hay que mencionar que la composición de las estructuras desarrolladas durante esta fase es muy semejante a la andesita que dio origen al Ceboruco (Sieron, 2009).

Al finalizar las emanaciones andesíticas se presenta un periodo de inactividad del que se desconoce su duración, esto permitiría que en la cámara magmática se generaran procesos de evolución y diferenciación del magma, que más tarde se verían reflejados en el emplazamiento de dos domos de composición riolítica, primero el conocido como cerro Molcajete y después el cerro Pochotero (fase 3, Fig. 30), ambos dispuestos al E de los cráteres freáticos antes mencionados y por encima de las lavas Ceboruquito (Fig. 31).

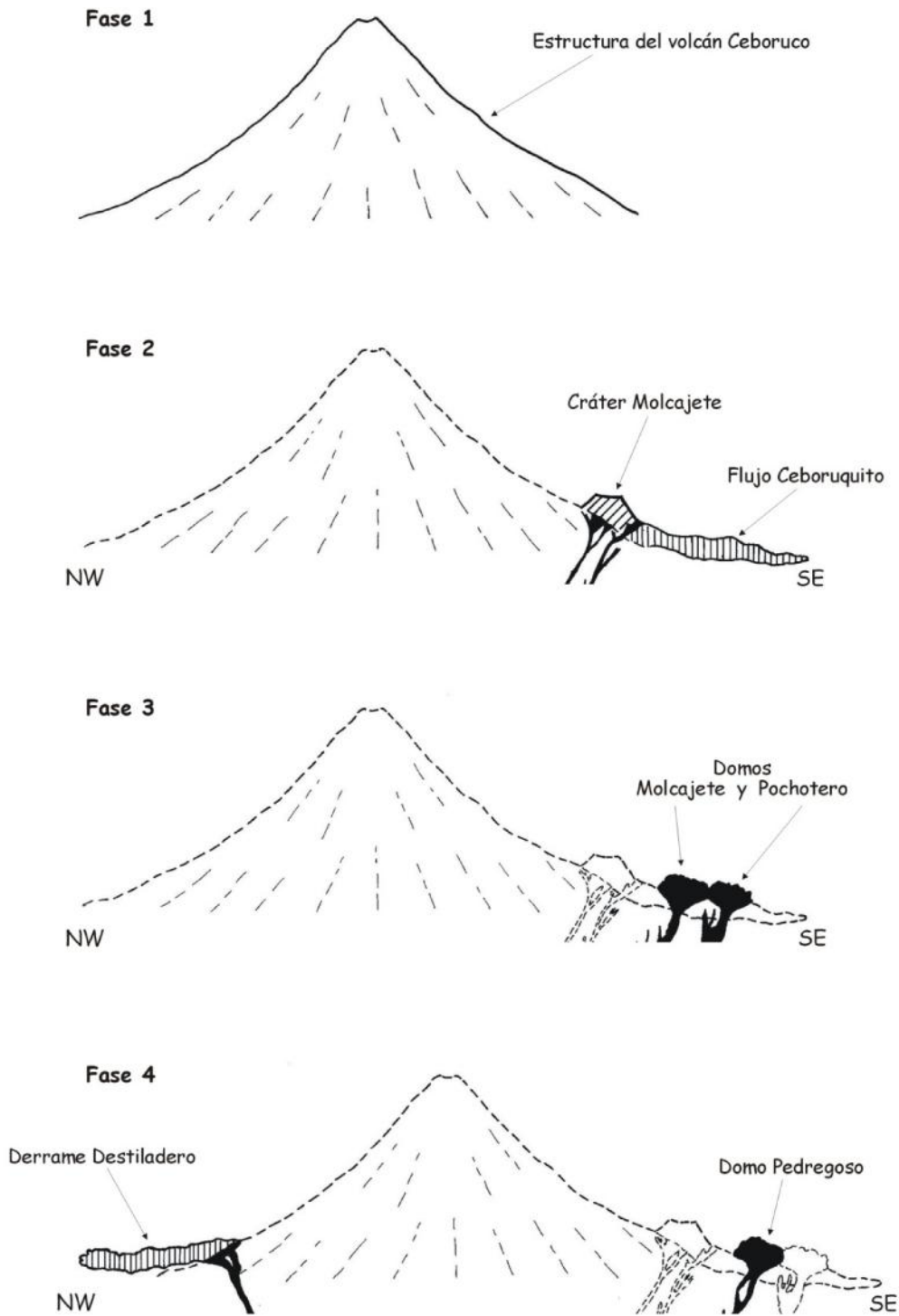


Figura 30. Modelo en el que se ilustran las primeras cuatro fases de la evolución del volcán Ceboruco. Fase 1, corresponde con el edificio principal del Ceboruco desarrollado durante el Pleistoceno tardío (hace 45 000 años); Fase 2, emplazamiento de la estructura freática Molcajete y flujo Ceboruquito; Fase 3, extrusión de los domos Molcajete y Pochotero; Fase 4, generación del domo Pedregoso y derrame Destiladero.

Por otro lado, hacia los sectores NNW y SE en la base del Ceboruco tendría lugar el emplazamiento de una colada fisural y un domo, respectivamente (fase 4, Fig. 30), en relación al primero se trata de un derrame lávico integrado por tres unidades de flujo de gran movilidad conocido como Destiladero; el segundo se relaciona con la estructura dómica cerro Pedregoso (Fig. 31); ambas unidades con una composición riodacítica. Lo anterior permite reconocer un cambio más en la composición del magma, así como una migración y contemporaneidad de la actividad.

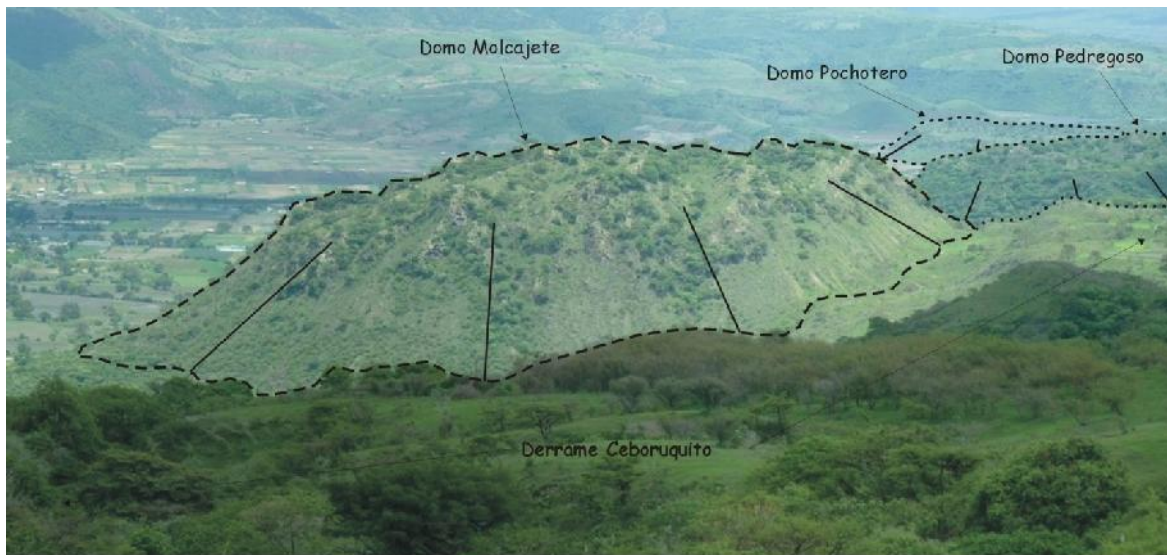


Figura 31. Se observa parte del derrame dacítico Ceboruquito, los domos riolíticos Molcajete y Pochotero, así como el domo riodacítico Pedregoso.

Diferente a las manifestaciones hasta ahora efusivas y extrusivas que caracterizaron los sucesos iniciales en la configuración del volcán Ceboruco, se presentó un evento explosivo el cual suscitó actividad de tipo pliniano (fase 5, Fig. 32); este es el origen de una pómez de caída denominada Jala y varios flujos piroclásticos señalados como Marquesado, ambos de composición riodacítica. De la pómez Jala, su distribución y dispersión es amplia principalmente con ocurrencia hacia el NE, mientras que el flujo piroclástico Marquesado se concentra hacia el sector S y SW en las laderas y base del volcán Ceboruco (Fig. 33).

El evento anterior provocaría un vaciado súbito pero parcial de la cámara magmática, que aunado a un edificio afectado por la dinámica estructural, desencadenaría el colapso de un

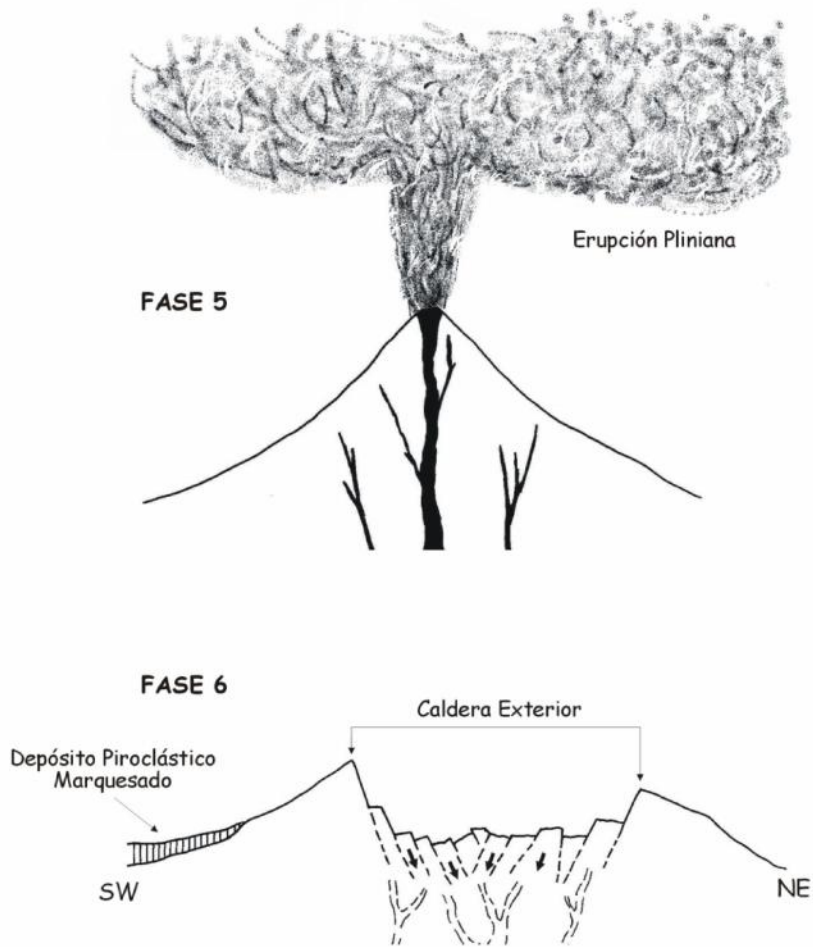


Figura 32. Modelo en el que se muestran las dos últimas fases de actividad correspondientes a la etapa 1 de evolución del volcán Ceboruco. Fase 5, erupción pliniana Jala ocurrida hace 1 000 años; Fase 6, depósito piroclástico Marquesado y Caldera Exterior, generados como consecuencia del evento pliniano.

tercio del edificio del volcán Ceboruco. A partir de este suceso se formó un gran cráter con un diámetro de ~3.7 km; es la generación de la primera caldera (fase 6, Fig. 32). En la actualidad, de esta estructura sólo se reconocen algunos remanentes hacia el NW; mientras que hacia E la estructura presenta las laderas de mayor área y mejor conservación (Fig. 34). Cabe mencionar que tanto la actividad pliniana como el colapso y consecuente formación de la caldera exterior, son eventos que acontecieron hace ~1000 años. Esto posibilita considerar a la fase pliniana como un marcador temporal muy eficaz, cuando se pretenda caracterizar y puntualizar entre la actividad pre y pos colapso al relieve asociado con el volcán Ceboruco y zonas adyacentes.

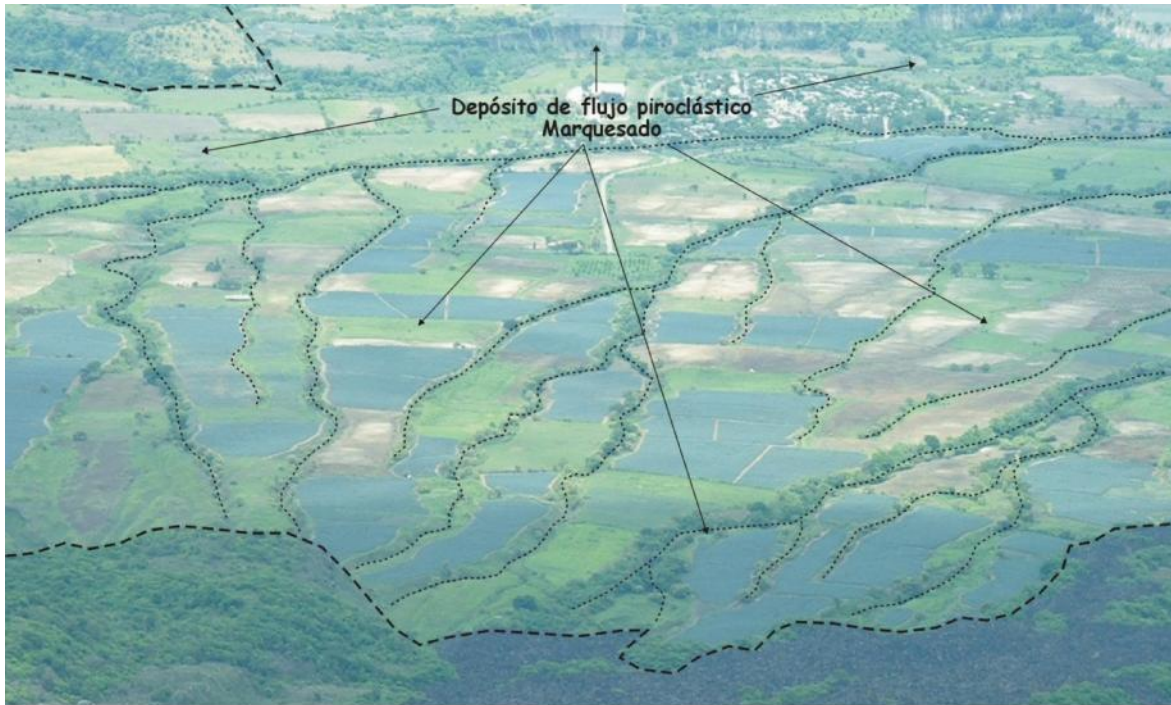
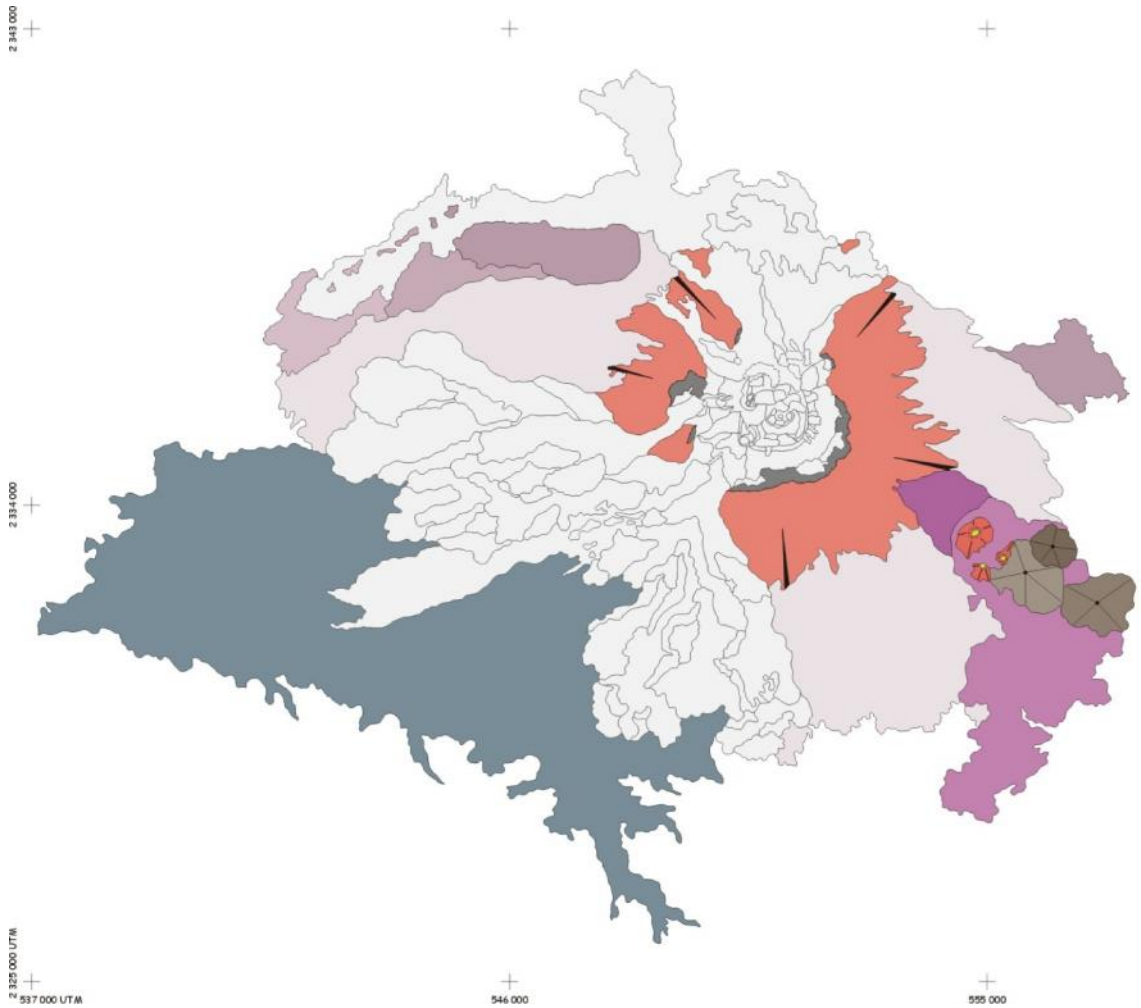


Figura 33. Vista del sector SW del depósito de flujo piroclástico conocido como Marquesado; define una morfología de rampa ligeramente inclinada y ondulada.



Figura 34. Relicto de la estructura principal del volcán Ceboruco, actualmente corresponde a la porción NW de la Caldera Exterior.

La conformación de la caldera marca el fin de la primera etapa en el desarrollo y evolución del Ceboruco; cada una de las seis fases identificadas hacen evidente una variación extrema respecto de la composición, estilo eruptivo y migración de la actividad, lo anterior fue determinante en la configuración de morfologías variadas, como se observa en la Fig. 35.



	Andesitas	Dacitas	Riodacitas	Riolitas
Fase 6	Caldera Exterior			
Fase 5			Flujo piroclástico Marquésado	
Fase 4			Domo Cerro Pedregoso	
			Levas Diabladero	
Fase 3				Domo Cerro Fochadero Domo Cerro Molcajete
Fase 2	Levas Ceboruquite			
	Volcán cerro Molcajete y conos asociados sector SE			
Fase 1	Levas precaldera			
	Edificios volcánicos Ceboruco			

SÍMBOLOS Y FORMAS COMPLEMENTARIOS		
	Fondo de cráter	
	Ladera interior (atrio de cráter)	
	Cráter freatomagmático	
	Domas	
	Caldera	

Figura 35. Morfologías asociadas a la primera etapa de evolución del volcán Ceboruco, diferenciadas de acuerdo con su fase de actividad y composición.



Etapa 2

A esta la integran tres fases que de acuerdo con la cronología corresponden a la 7, 8 y 9. El inicio de esta etapa lo marca el desarrollo y emplazamiento, dentro de la caldera exterior, de un domo de composición dacítica denominado Dos Equis (fase 7, Fig. 36), que según sus dimensiones de 1.7 km de diámetro y 1.3 km³ ocuparía la mayor parte del piso de la caldera (Fig. 37).

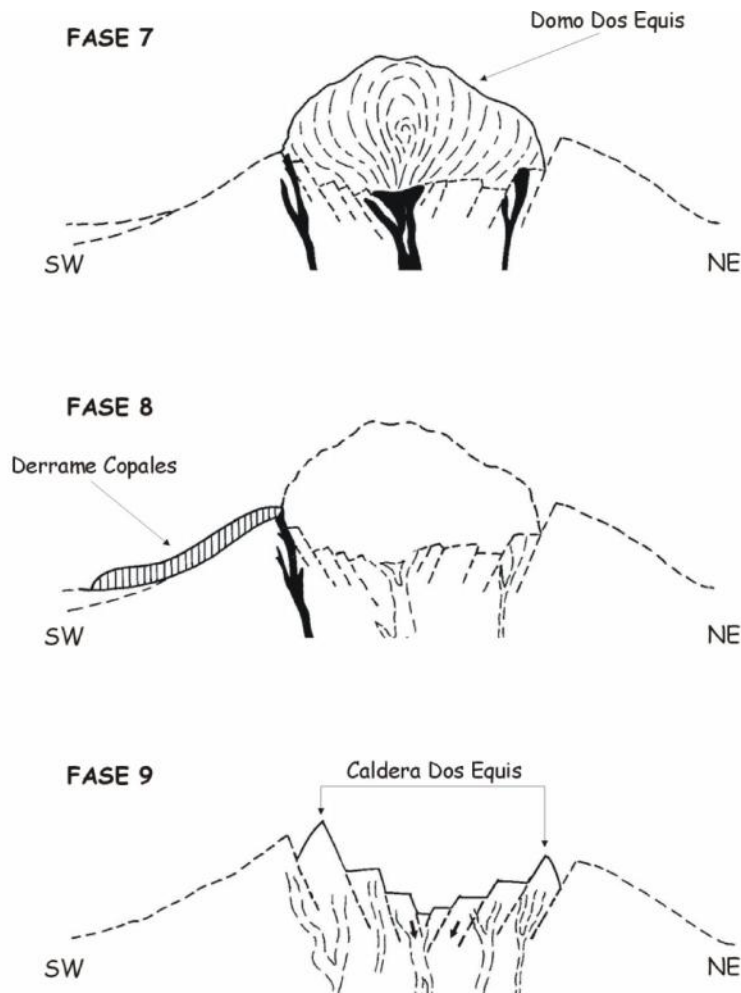


Figura 36. Modelo que ejemplifica las tres fases de actividad correspondientes a la segunda etapa de conformación y evolución del volcán Ceboruco. Fase 7, desarrollo del domo Dos equis, dentro de la Caldera Exterior; Fase 8, derrame de lava Copales, sobre la ladera S y SW del Ceboruco y parte del flujo piroclástico Marquesado; Fase 9, conformación de una nueva caldera, denominada como Dos equis y conclusión de la etapa 2.

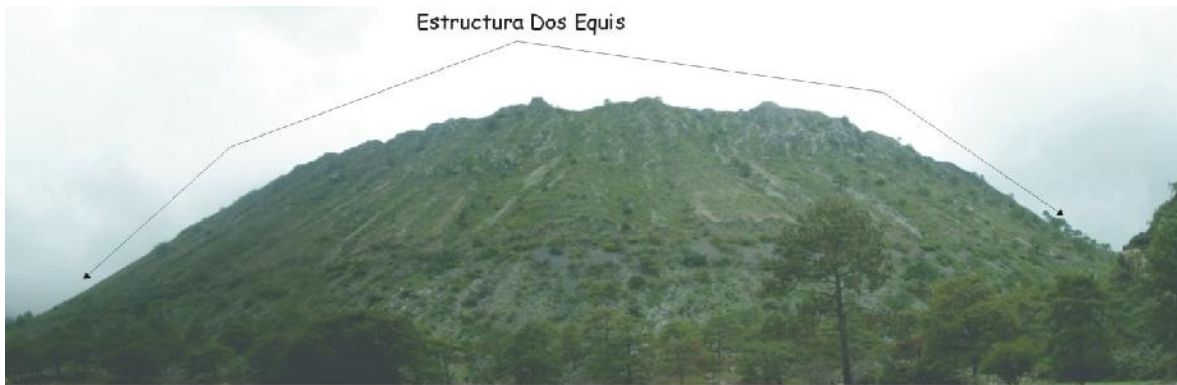


Figura 37. Vista exterior de la caldera de forma dómica Dos Equis.

Cabe mencionar que con este evento se reconocen dos cambios más, tanto en la composición (de riodacita a dacita), como en el estilo eruptivo (de explosivo a extrusivo-efusivo), características que prevalecen en las sucesivas fases de actividad.

Al emplazamiento del domo le siguen emisiones de lava de composición dacítica (fase 8, Fig. 36), derrame integrado por al menos siete unidades de flujo, mismas que conforman dos grandes lóbulos que cubren las laderas S y SW de la estructura del Ceboruco, extendiéndose hasta 7 km de la fuente. A este conjunto de lavas de morfología fresca se le conoce como derrame o Dacita Copales (Fig. 38).

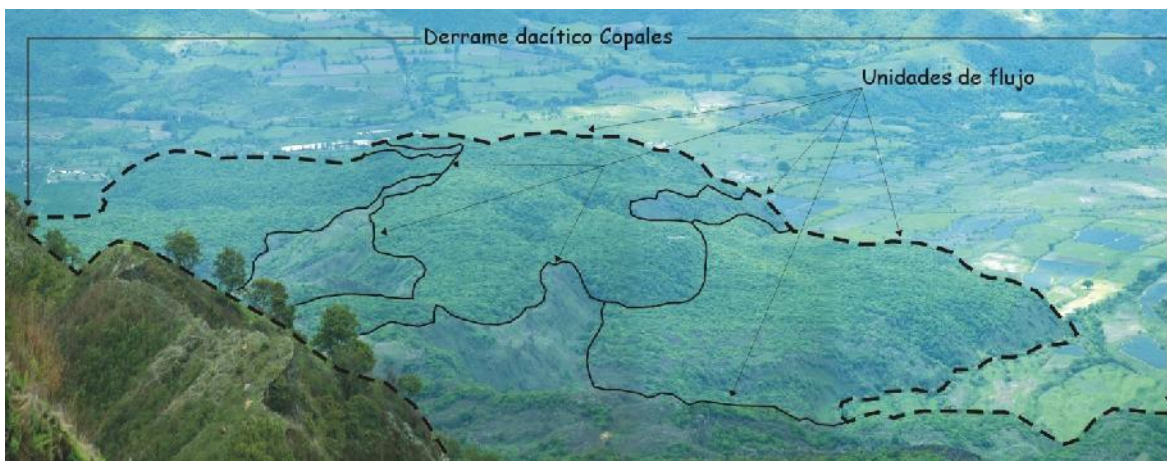


Figura 38. Derrame Copales, emplazado al pie y sobre las laderas S y SW del Ceboruco, así como en el flujo Marquesado. Se reconocen parte de las distintas unidades de flujo que lo constituyen.

Conforme se presentan las emanaciones de lava, aparentemente el reservorio magmático es vaciado de manera proporcional. Esto ocasiona que simultáneamente el domo Dos Equis presente un colapso pausado y parcial, hasta constituir morfológicamente la caldera interior (fase 9, Fig. 36), unidad morfológica que en este trabajo se propone designar como *caldera Dos Equis* (Fig. 39), de acuerdo con la estructura que genéticamente le dio origen. En este colapso también lo determinan los lineamientos de dirección NE–SW.

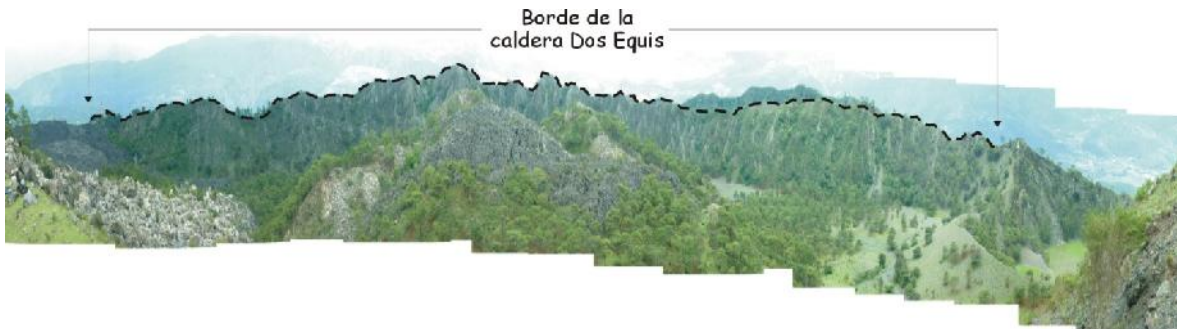


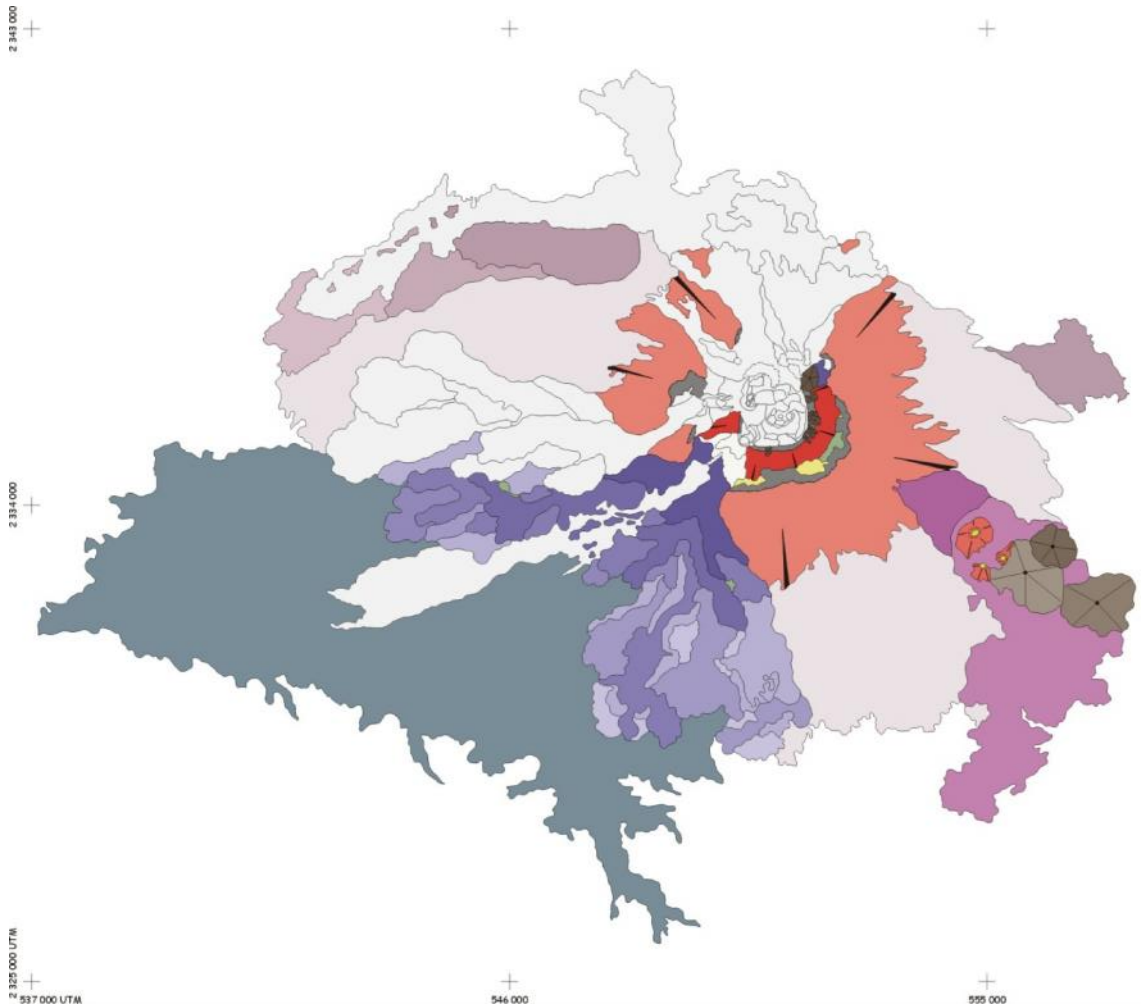
Figura 39. Muestra en su totalidad el único remanente del borde la caldera Dos Equis.

A partir de la interpretación de fotografías aéreas y recorrido de campo, se pudo reconocer en el borde de cráter y principalmente en el sector E, el establecimiento de 8 domos asociados a la configuración de la caldera Dos Equis (Fig. 40). La situación y características que guardan hacen pensar en un emplazamiento análogo al colapso, a partir de fracturas generadas en el sector oriental.



Figura 40. Domo asociado a la formación de la caldera Dos Equis; corresponde a una de las diversas estructuras de este mismo tipo que se encuentran emplazadas en el borde de dicha caldera.

La conclusión de esta segunda etapa en la evolución del volcán Ceboruco la determina la configuración de la caldera Dos Equis y el emplazamiento de los diversos domos que se le asocian. Las tres fases de actividad que caracterizan esta etapa de evolución se reconocen por ser esencialmente efusivo-extrusivas, y dieron como resultado el emplazamiento y generación de morfologías muy particulares, tal como se muestra en la Fig. 41.



		Andesitas	Dacitas	Riodacitas	Riolitas
E T A P A 2	Fase 9		Domas asociadas a la "caldera Dos Equis" Caldera interior (caldera Dos Equis)		
	Fase 8		Lavas Copales * Evisas Dos Equis		
	Fase 7				
E T A P A 1	Fase 6	Caldera Exterior			
	Fase 5			Flujo piroclástico Marquesado	
	Fase 4			Domo Cerro Pedregoso Lavas Destiladera	
	Fase 3				Domo Cerro Piedraera Domo Cerro Molcojete
	Fase 2	Lavas Ceboruquito Volcán cerro Molcojete y conos asociados sector SE			
	Fase 1	Lavas precaldera * Edif. volcánica Calamita			

SÍMBOLOS Y FORMAS COMPLEMENTARIOS			
	Ladera interior (atrio de cráter)		Domas
	Rampa proclinal		Cráter freatomagmático
	Llano volcánico		Caldera
	Fondo de cráter		

Figura 41. Morfologías asociadas a la primera y segunda etapa de evolución del volcán Ceboruco, diferenciadas de acuerdo con su fase de actividad y composición.



Etapa 3

La conforman siete fases que según el orden consecutivo son de la 10 la 16. La actividad en esta etapa, comienza con el crecimiento de un domo y la efusión de pequeñas coladas (fase 10, Fig. 42) de composición andesítica, al interior de la caldera Dos Equis.

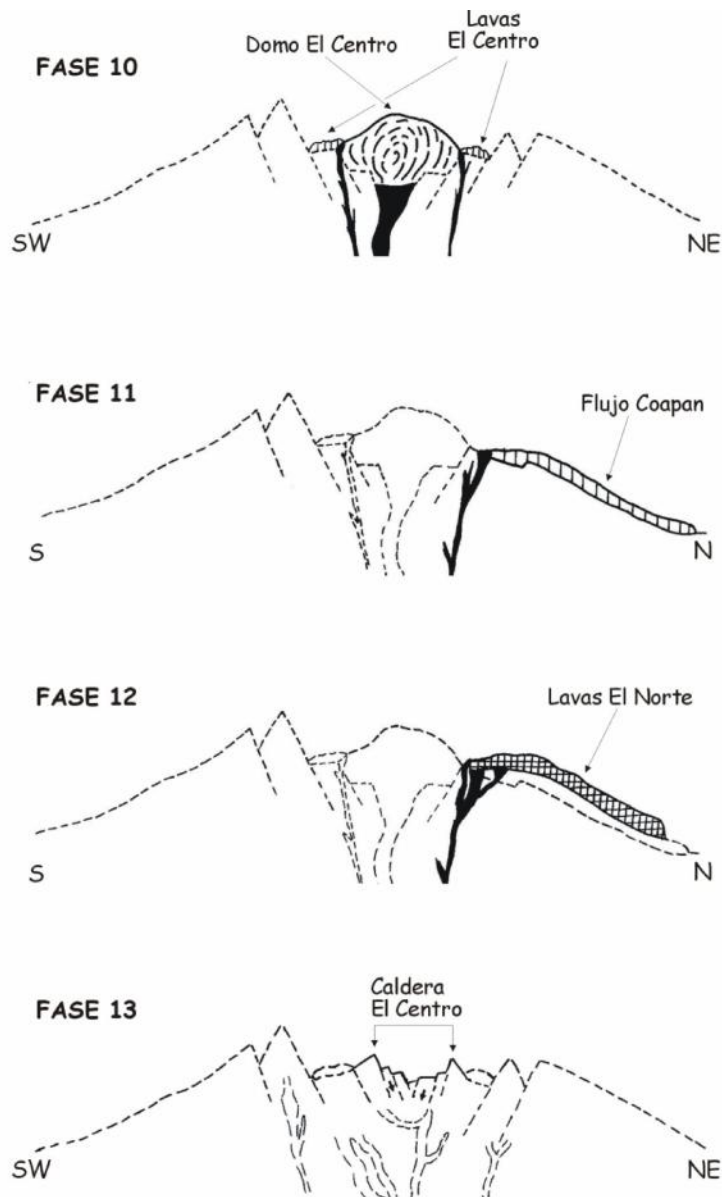


Figura 42. Fase 10, extrusión y emisión del domo y lavas El Centro, dentro de la caldera Dos Equis; Fase 11, emplazamiento del flujo Coapan sobre la ladera norte del volcán; Fase 12, emisión del conjunto de lavas El Norte, sobre el derrame Coapan; Fase 13, configuración de la caldera El Centro, a partir de la subsidencia del domo del mismo nombre.

A esta nueva estructura se le conoce como domo El Centro (Fig. 43). Mientras que a las emisiones que se le asocian, se propone denominarlas para este trabajo y posteriores como *lavas El Centro* (Fig. 44).



Figura 43. Vista de la estructura que constituyó el domo El Centro y que en la actualidad forma la caldera más pequeña y del mismo nombre.



Figura 44. Lavas El Centro.

De forma simultánea al emplazamiento del domo mencionado, es emitido un flujo de lava (fase 11, Fig. 42) en el sector N del Ceboruco, conocido como Coapan (Fig. 45). A este derrame se le reconoce una gran movilidad, hecho que se revela a partir de que alcanza la base del volcán y fluye hasta una distancia aproximada de 9 km hacia el WNW, además de presentar un espesor poco considerable.

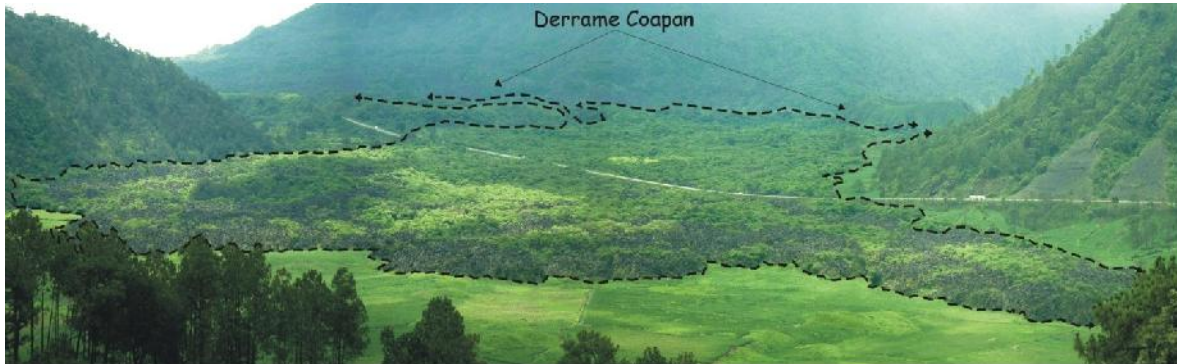


Figura 45. Derrame Coapan, sector NNW de la base del volcán Ceboruco.

Erupciones subsiguientes produjeron una emisión de por lo menos siete unidades de flujo (fase 12, Fig. 42), dando origen al conjunto de lava denominado El Norte (Fig. 46).



Figura 46. Flujo El Norte.

La fuente emisora de estas lavas es una serie de bocas que se localizan precisamente en las laderas del sector N; mismas que coinciden con una de las porciones colapsadas de la caldera Dos Equis y que a su vez pueden concordar con fracturas.

A partir de las características observadas en el proceso de configuración de las calderas exterior y Dos Equis, se deduce y plantea que durante la emisión de las lavas Coapan y Norte, el vaciado parcial de la cámara magmática fue también el factor desestabilizador que provocó que la estructura dómica El Centro no adquiriera gran volumen, y al mismo tiempo se presentara una menor subsidencia (fase 13, Fig. 42); este hecho, morfológicamente generaría una nueva caldera, denominada *El Centro* (Fig. 47), aunque de dimensiones mucho menores que las dos anteriores.

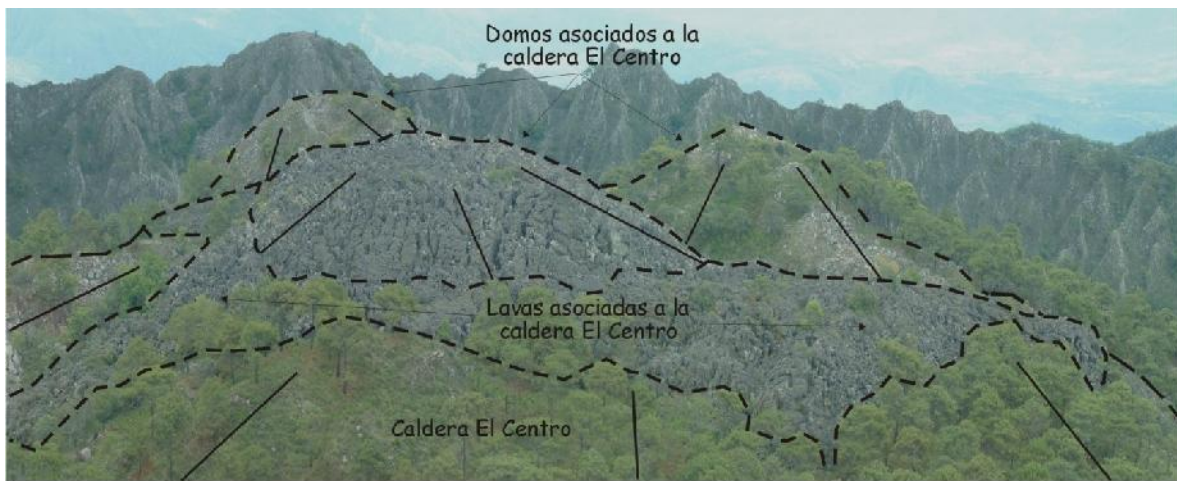


Figura 47. Caldera El Centro, así como domos y lavas asociados.

Asociado a la configuración de esta nueva caldera, desde el interior es emitida una colada que la rellena y desborda el cráter por el sector ENE, mientras que de manera alterna en los bordes y centro son emplazados cinco domos (fase 14, Fig. 48) de escaso volumen (Fig. 47).

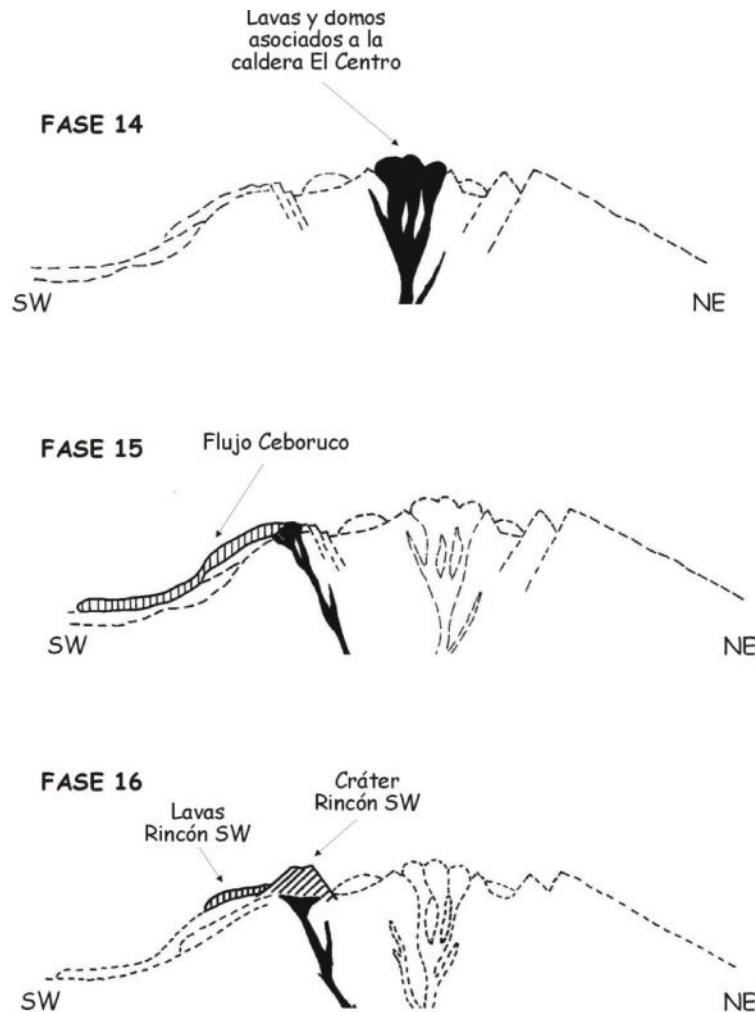


Figura 48. Tres últimas fases de actividad de la etapa 3 del volcán Ceboruco. Fase 14, domos y lavas asociados a la configuración de la caldera El Centro; Fase 15, emisión a partir de una serie bocas del flujo Ceboruco, se emplaza sobre la ladera SW, por encima del depósito piroclástico Marquesado y el derrame Copales; Fase 16, emplazamiento y emisión en el sector SW, de una estructura freática y derrame de lava asociado, ambos denominados como Rincón SW.

Posteriormente la actividad migra hacia la ladera SW del volcán Ceboruco, entre la caldera exterior y Dos Equis, donde se presenta la emisión del flujo de lava (fase 15, Fig. 48) conocido como Ceboruco o Andesita Ceboruco (Figura 49). Este fluye, por encima y entre los dos lóbulos que definen el derrame Copales, hasta alcanzar una distancia de ~7 km a partir de la fuente, misma que la constituyen una serie de al menos cinco bocas coalescentes y de morfología ovalada, que se alinean con dirección NE-SW.

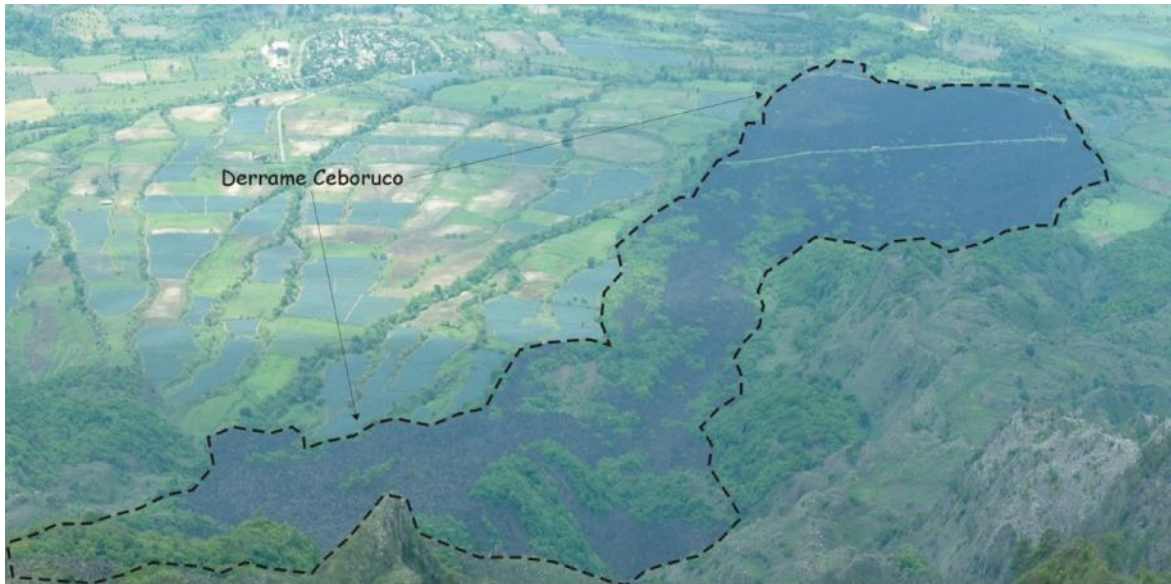


Figura 49. Flujo de lava Ceboruco, en la ladera SW, sobre el derrame Copales y el depósito Marquesado.

La morfología fresca que exhiben estas lavas sugiere un origen reciente (posiblemente entre los pasados 200 a 300 años), aunque no existe un dato preciso de tal manifestación. No obstante Sieron y Siebe (2008) proponen la ocurrencia de algunos flujos en el intervalo de 1200–1420 años d.C.

Sincrónico a este derrame, también el extremo SW de la caldera Dos Equis, se generó una estructura freática (fase 16, Fig. 48), que será referenciada como cráter *Rincón SW* (Fig. 50). Asociado a este, se reconoce en su base una pequeña colada andesítica, designada en este trabajo como lavas *Rincón SW*, en concordancia con su situación espacial y génesis. Hay que señalar, que a esta unidad freática la conforman dos fondos de cráter, lo que sugiere migración en la actividad, no obstante en este trabajo se han cartografiado como dos unidades con el fin de resaltar su configuración.

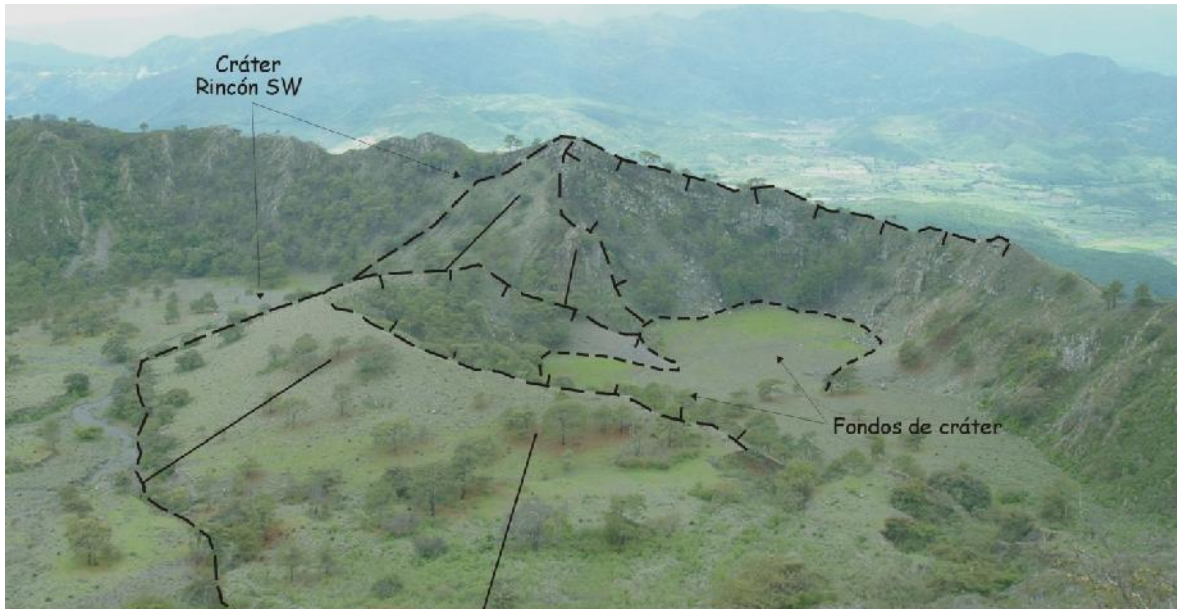
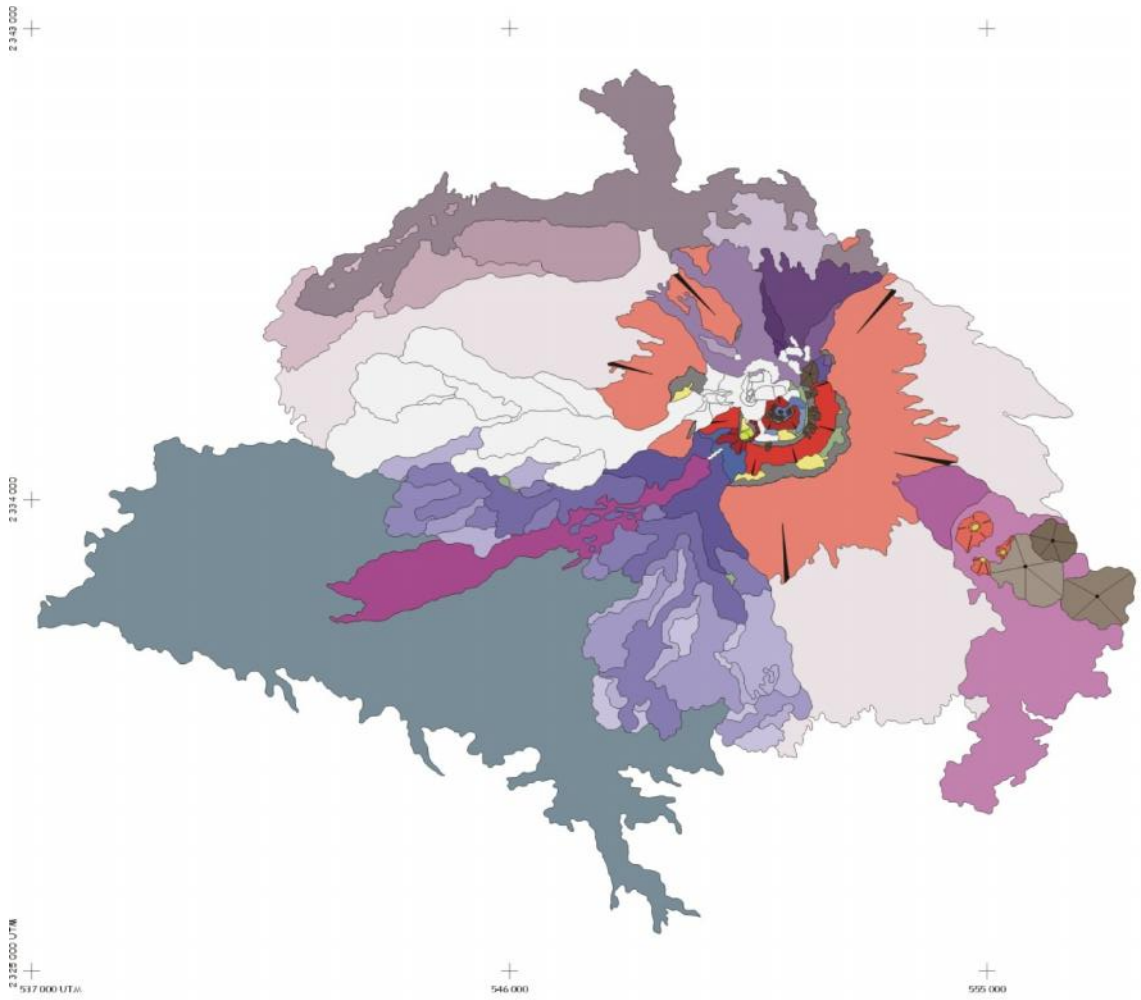


Figura 50. Cráter rincón SW, extremo sur occidental de la caldera Dos Equis.

En este punto hay que mencionar, que al iniciar esta etapa y a lo largo de su duración la actividad se concentró de forma primordial en la cima del volcán (en discordancia con la evolución propuesta por Sieron y Siebe 2008), y como resultado de los diversos estilos eruptivos de cada una de las siete fases, se generaron morfologías que si bien son heterogéneas, en su composición no se refleja (Fig. 51).

Por otro lado, se plantea establecer que la fase 16 (emplazamiento y emisión de Cráter y lavas Rincón SW), sea el indicador de la conclusión de la tercera etapa de actividad y evolución del volcán Ceboruco, considerando dos factores relevantes: el cambio en la composición del magma de dacítico a andesítico y la edad tan particular que se tiene para los sucesivos eventos. Tales caracteres admiten la pertinencia de incluir una cuarta etapa de evolución.

Respecto de esta propuesta de etapa reciente (etapa 4) y que se explica a continuación, hay que considerar que la conformación de las distintas unidades, se cree que ocurrió dentro de un periodo de cinco años (1870–1875), con lo cual las fases de actividad pudieron presentarse de forma simultánea e incluso sobreponerse.



	Andésitas	Dacitas	Riodacitas	Riolitas
E T A P A 3	Fase 16 Lavas "Dincón SW" Cráter "Dincón SW"			
	Fase 15 Lavas al Ceboruco			
	Fase 14 Lava y Damos asociados a la "Caldera El Centro"			
	Fase 13 "Caldera El Centro"			
	Fase 12 Lavas El Norte			
	Fase 11 Lavas Copan			
E T A P A 2	Fase 10 Lavas El Centro * Domo El Centro			
	Fase 9 Damos asociados a la "Caldera Dos Equis" Caldera interior (caldera Dos Equis)			
	Fase 8 Lavas Copales			
	Fase 7 * Domo Dos Equis			
E T A P A 1	Fase 6 Caldera Exterior			
	Fase 5 Flujo piroclástico Marquésado			
	Fase 4 Damo Cerro Pedregoso Lavas Diatíladera			
	Fase 3 Damo Cerro Fachotero Damo Cerro Molcajete			
	Fase 2 Lavas Ceboruquito Volcán cerro Molcajete y conos asociados sector SE			
	Fase 1 Lavas precaldera * Esf. fase volcánica Ceboruco			

Figura 51. Morfologías asociadas a la primera, segunda y tercera etapa de evolución del volcán Ceboruco.



Etapa 4

A esta última etapa, la integran cuatro fases de actividad: 17, 18, 19 y 20 (Fig. 52).

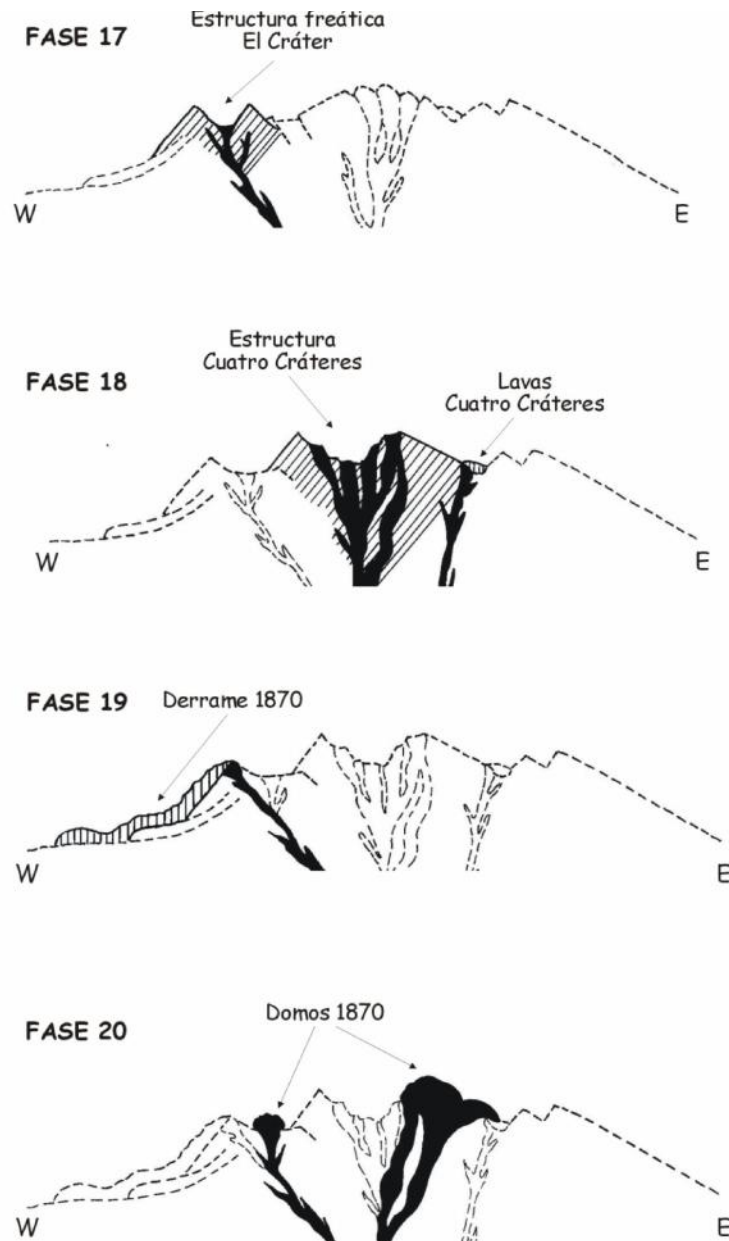


Figura 52. Fases de actividad de la cuarta y última etapa de evolución del volcán Ceboruco. Fase 17, emplazamiento de la estructura freática El Cráter en el sector W de la cima del Ceboruco; Fase 18, desarrollo de la estructura y lavas asociadas Cuatro Cráteres; Fase 19, emplazamiento del derrame dacítico de 1870; Fase 20, extrusión de dos domos durante la actividad de 1870 a 1875.

La actividad de esta etapa, inicia con el emplazamiento en el sector W, entre los bordes de las calderas exterior y Dos Equis, de una estructura freatomagmática (fase 17, Fig. 52) de morfología elíptica conocida como El Cráter (Fig. 53). De esta es emitido hacia el S, un pequeño flujo de aspecto bulboso, el cual se ha designado en este trabajo como lavas *El Cráter*.

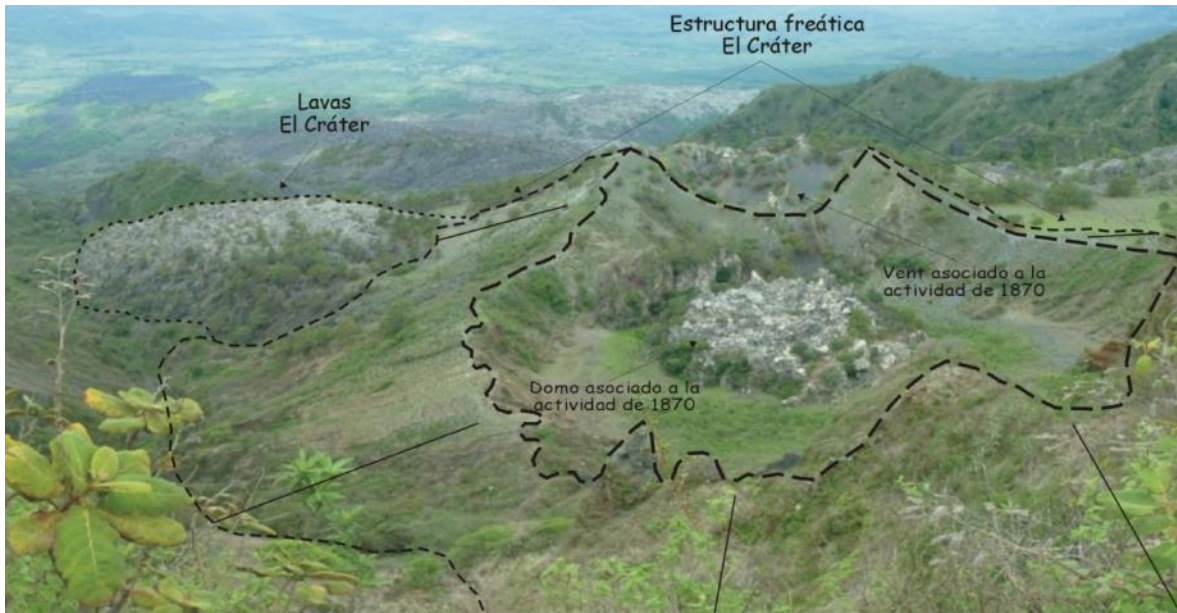


Figura 53. Estructura y lavas El Cráter, W de la cima del Ceboruco.

La siguiente manifestación de actividad tiene lugar hacia el E, ahora expresada en la configuración de una estructura conformada por cuatro cráteres anidados (fase 18, Fig. 52), conjunto *Cuatro Cráteres* (Fig. 54). Los derrames emitidos por estos y emplazados hacia el N y NW se han nombrado lavas *Cuatro Cráteres*.

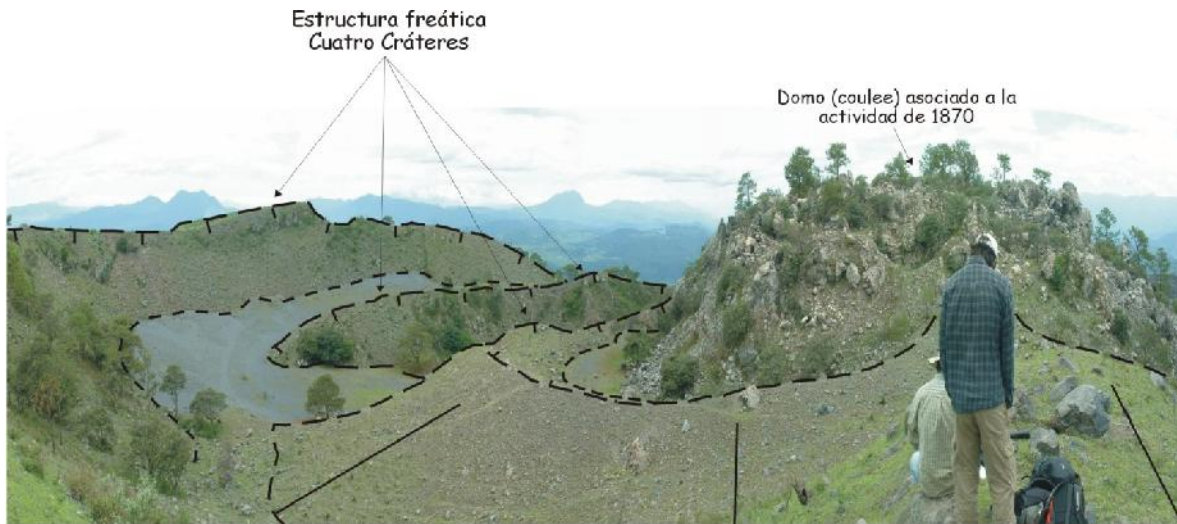


Figura 54. Estructura Cuatro Cráteres y unidades asociadas.

La erupción mejor referenciada es la de febrero de 1870, se trata de una colada emitida sobre la vertiente W del Ceboruco (fase 19, Fig. 52), a la cual integran seis unidades de flujo que conforman el Derrame o Dacita de 1870 (Fig. 55).

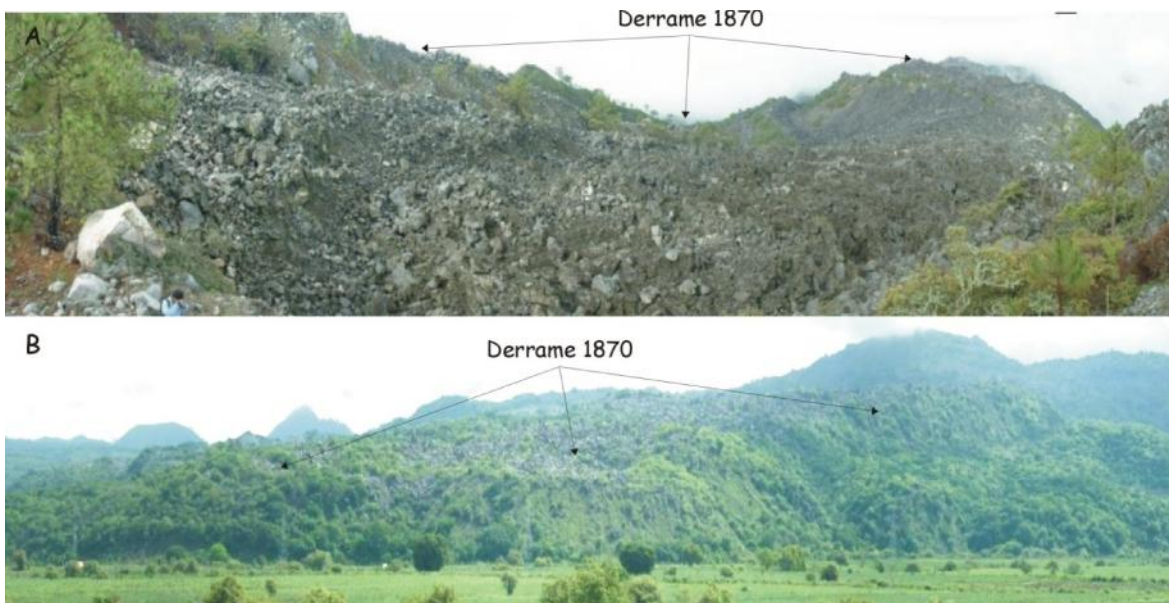


Figura 55. Derrame dacítico de febrero de 1870. A) lavas cerca del foco de emisión, se aprecian distintas unidades de flujo; B) vista lateral y frontal del sector SW de la colada.

Estas lavas alcanzaron una distancia de ~7.5 km de longitud desde la fuente, que se reconoce como una boca de morfología elíptica localizada en el extremo W, de la estructura conocida como El Cráter.

Por último se reconoce el emplazamiento de dos domos (fase 20, Fig. 52), los cuales se cree están íntimamente asociados con la actividad de 1870, por lo cual se ha resuelto designarlos como Domos 1870.

Una de estas estructuras se localiza en el cráter más oriental y reciente del volcán Cuatro Cráteres, se exhibe como un derrame grueso y viscoso definiendo un coulée (Fig. 56), mientras que el otro se sitúa dentro de la estructura freática El Cráter (Fig. 57), que se propone como la unidad más joven en la evolución del volcán Ceboruco.

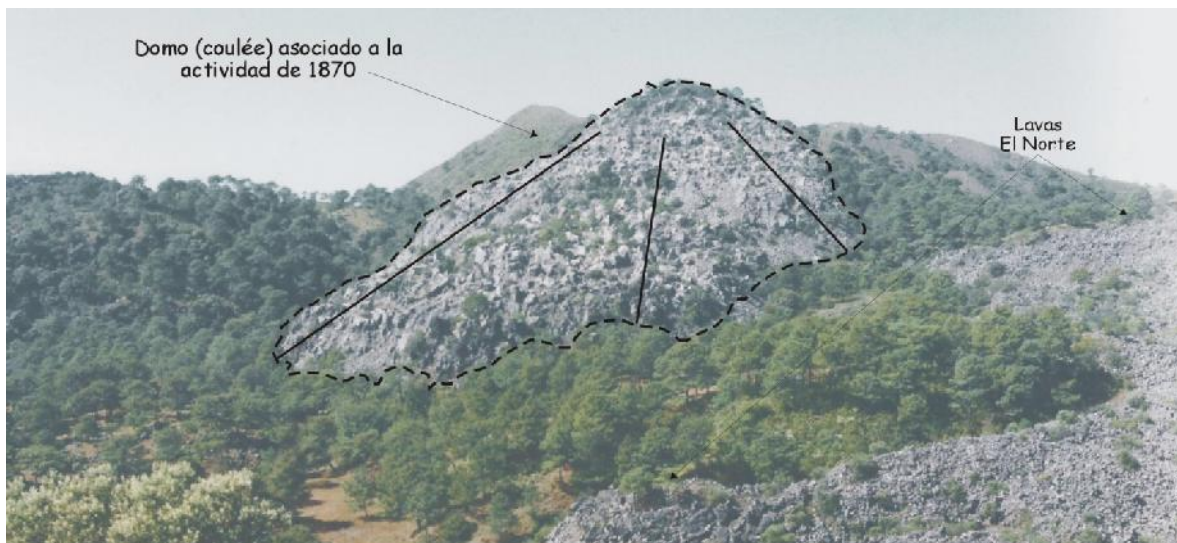


Figura 56. Domo (coulée) emplazado en una de las estructuras del volcán Cuatro Cráteres.



Figura 57. Domo emplazado en la estructura freática El Cráter.

En lo que a actividad volcánica se refiere, el emplazamiento de esta estructura marca el fin de la etapa 4. Aunque no hay que olvidar los procesos exógenos, los cuales también han definido morfologías sumamente recientes y dinámicas, como son mantos proluviales



Figura 58. Manto proluvial en proceso de desarrollo al interior de la caldera Dos Equis.

(Fig. 58); rellenos aluviales que definen amplios llanos volcánicos (Fig. 59) y conos coluviales (Fig. 60) asociados a las paredes interiores de las calderas.



Figura 59. Parte de un amplio llano volcánico entre las calderas exterior y Dos Equis.



Figura 60. Cono coluvial integrado por detritos heterométricos, esta morfología y disposición se observa tanto en el borde la caldera exterior como en la Dos Equis.

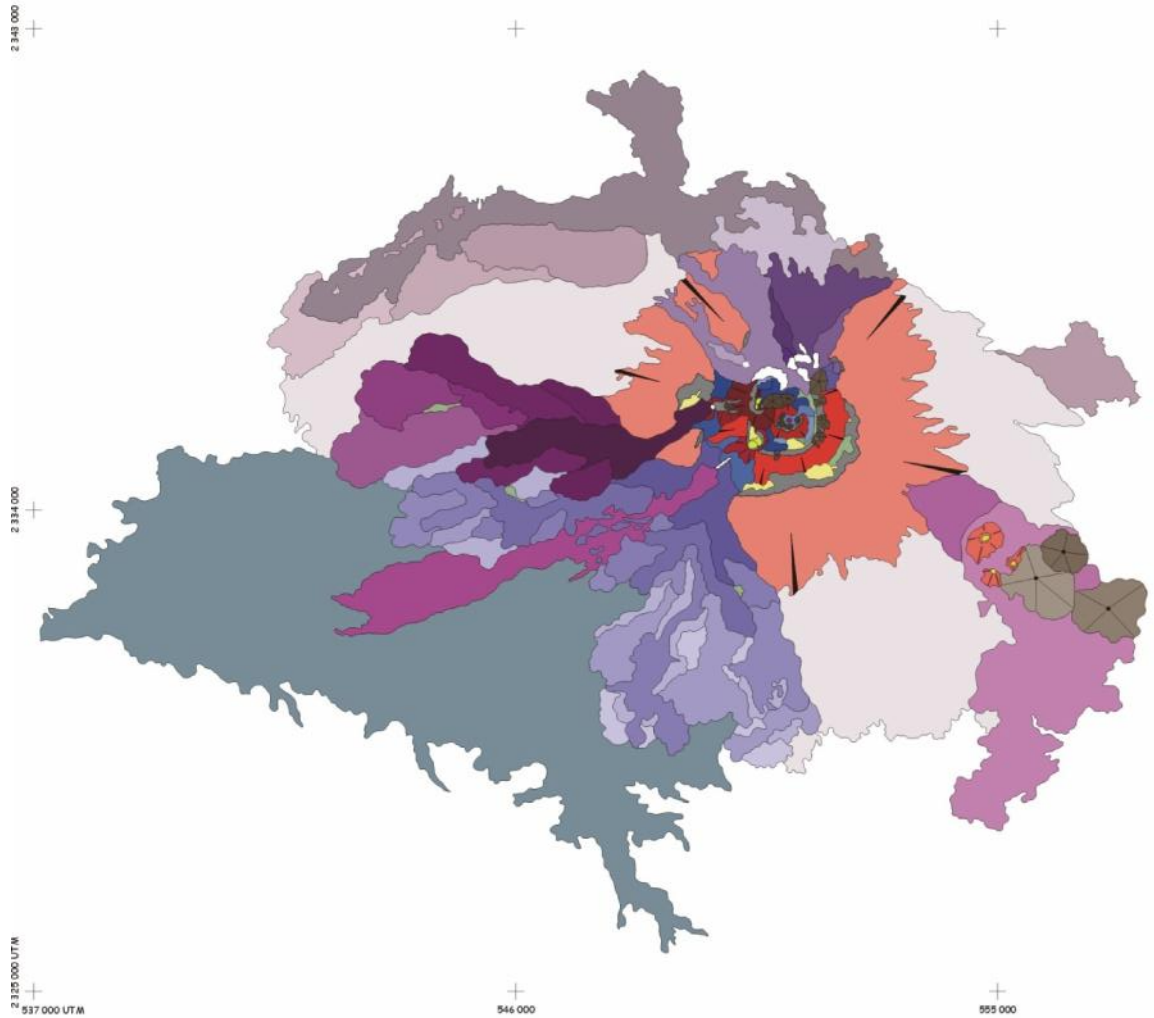
Las manifestaciones extrusivas de 1870 a 1875 marcan el fin de la cuarta y más reciente etapa de evolución y configuración actual del volcán Ceboruco (Fig. 61).

Como resultado del análisis e integración de la información presentada a lo largo de este capítulo, se elaboraron tres perfiles geológico-geomorfológicos de la cima del volcán Ceboruco, la cual se reconoce como un paisaje diversificado resultante de una actividad constante. El trazo de estos ha sido en tres direcciones, SW-NE, W-E y S-N (Fig. 62 y 63), con lo que básicamente se cubre la totalidad de la cumbre. En ellos se establece la morfología, composición y posición espacio-temporal que acompaña a cada estructura, esta información constituye un elemento más en la reconstrucción de la compleja historia de actividad y evolución del volcán Ceboruco después de la erupción pliniana que generó el emplazamiento de la pómez Jala y la conformación de la primer caldera.

Consideraciones finales

A partir del análisis geomorfológico detallado, se ha logrado diseñar una secuencia de evolución y desarrollo para el volcán Ceboruco, considerando la superposición de las características que presentan las distintas formas del relieve encontradas.

Con base en el análisis geomorfológico y geológico, se ha generado una propuesta de evolución del Ceboruco, la cual consta de una serie de mapas, esquemas y perfiles; en los que se muestra las formas y eventos asociados y derivados de la actividad volcánica, reconocida principalmente en la cima.



	Andesitas	Dacitas	Riodacitas	Riolitas
E T A P A 4	Fase 20		Domos asociados a la actividad de 1870	
	Fase 19		Lavas 1870	
	Fase 18		Lavas Cuatro Cráteres Volcán Cuatro Cráteres	
	Fase 17		Lavas El Cráter Volcán El Cráter	
E T A P A 3	Fase 16	Lavas "Dincón SW" Cráter "Dincón SW"		
	Fase 15	Lavas Ceboruco		
	Fase 14	Lavas y Domos asociados a la "Caldera El Centro"		
	Fase 13	"Caldera El Centro"		
	Fase 12	Lavas El Norte		
	Fase 11	Lavas Coapan		
	Fase 10	Lavas El Centro * Domo El Centro		
E T A P A 2	Fase 9	Domos asociados a la "Caldera Dos Equis" Caldera interior (caldera Dos Equis)		
	Fase 8	Lavas Copales		
	Fase 7	* Domo Dos Equis		
Fase 6	Caldera exterior			
E T A P A 1	Fase 5		Flujo piroclástico Marquésada	
	Fase 4		Domo Cerro Pedregoso Lavas Dutiladera	
	Fase 3			Domo Cerro Fochotero Domo Cerro Molcajete
	Fase 2	Lavas Ceboruquito Volcán Cerro Molcajete y conos asociados sector SE		
Fase 1	Lavas precaldera * Edificios volcánicos Ceboruco			

SIMBOLOS Y FORMAS COMPLEMENTARIOS			
Ladera interior (atrio de cráter)	Domo	Caldera	
Rampa proklinal	Cráter freatomagnético	Bocas	
Llano volcánico			
Fondo de cráter			

Figura 61. Morfologías asociadas a las 4 etapas de evolución del volcán Ceboruco.

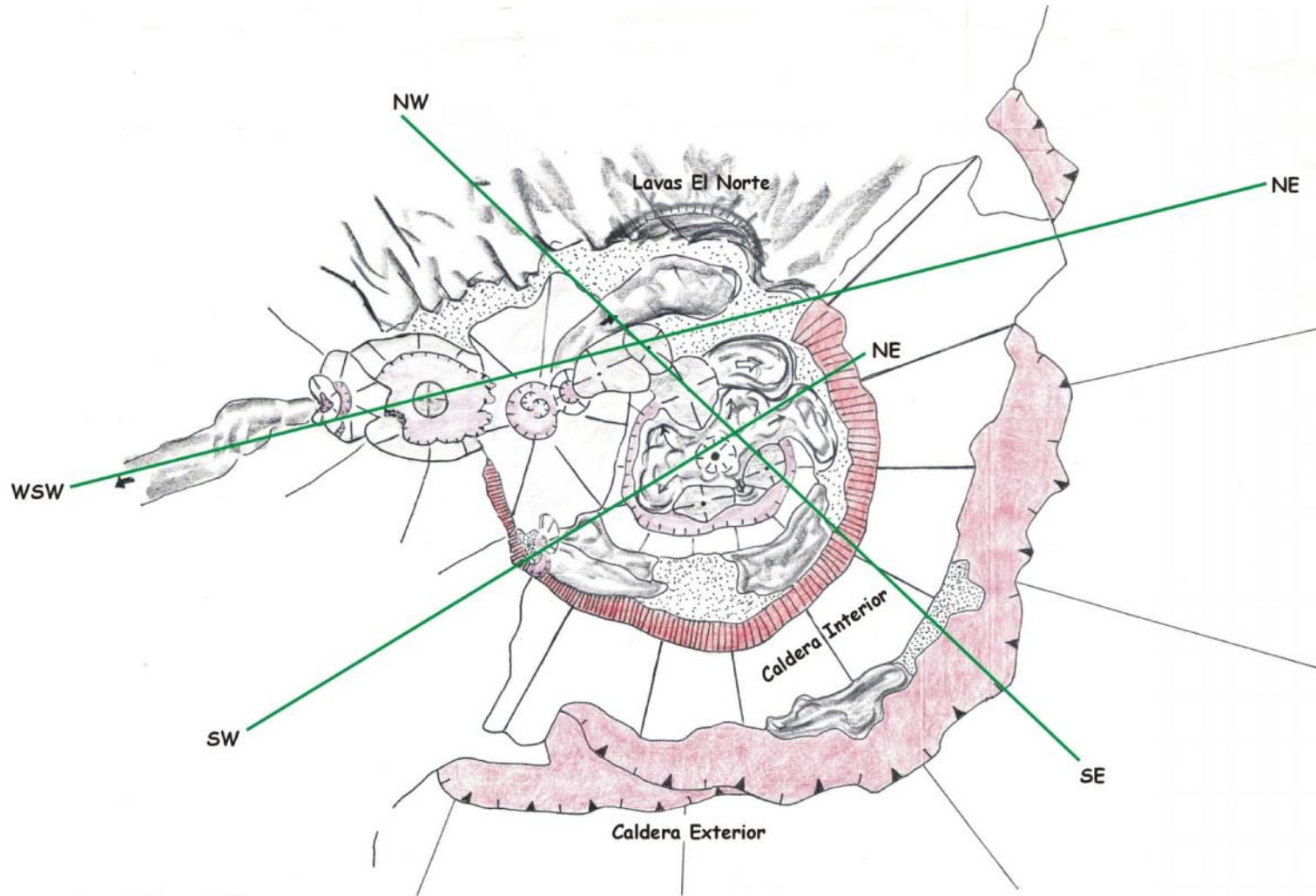


Figura 62. Levantamiento geomorfológico, elaborado en campo, de la cima del volcán Ceboruco. A partir de este documento se labora parte del mapa geomorfológico y realiza la reconstrucción de las diferentes etapas y fases de actividad. Las líneas SW-NE, WSW-NE y SE-NW, corresponden a perfiles geológicos-geomorfológicos.

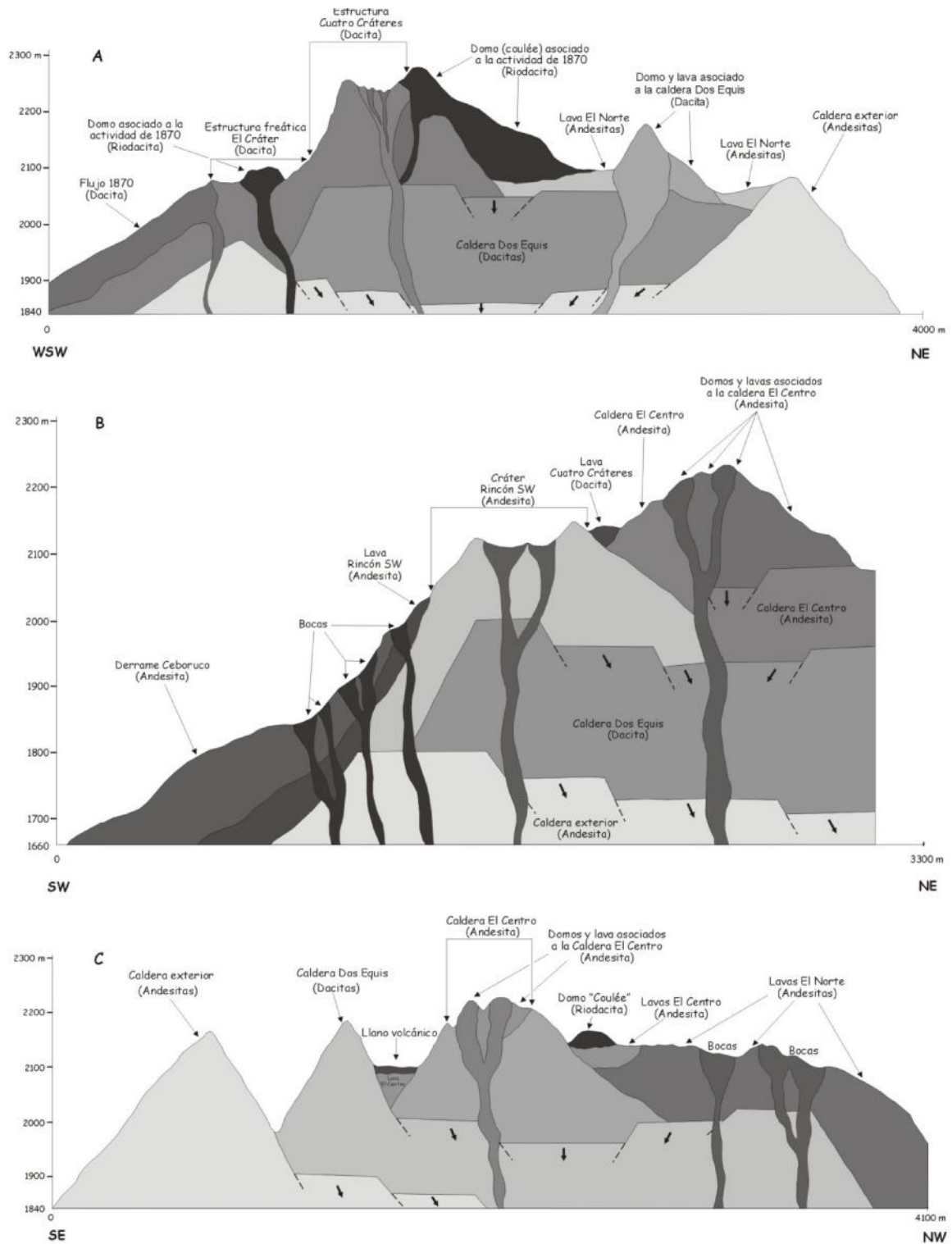


Figura 63. Perfiles geológico-geomorfológicos de la cima del volcán Ceboruco.

CONCLUSIONES

- Se reconoce, a partir del análisis geológico una migración de la actividad volcánica en el semigraben Ceboruco, la cual inicia en el Plioceno en los extremos SE y NW y culmina en el área central de esta depresión tectónica con la formación del volcán Ceboruco durante el Holoceno.

- Se establece una temporalidad relativa de todas las unidades de relieve que constituyen la zona de estudio, con base en dataciones absolutas publicadas. De esta manera cada forma de relieve se agrupó de acuerdo con su temporalidad y génesis, características que permiten establecer secuencias de evolución de formas de relieve endógenas y exógenas, aspecto que enriquece la leyenda morfogenética.

- Se elaboró un mapa geomorfológico detallado con una leyenda explicativa y sintética, en la que se relacionan elementos geológicos, vulcanológicos y geomorfológicos. Están presentes indicadores cronológicos absolutos y relativos, genéticos, espaciales, cuantitativos y cualitativos, que permiten entender la dinámica volcánica, tectónica y evolutiva de este territorio.

- A partir de la cartografía geomorfológica se obtiene un *inventario* del relieve, en donde se diferencian 244 unidades. Clasificadas de acuerdo con su génesis se tiene 164 de origen endógeno, 19 endógeno modeladas y 61 exógenas, todas ellas están representadas en la siguiente tabla, misma que ofrece diversas opciones de clasificar y contabilizar el relieve de este territorio.

Número de unidades de relieve por periodo de acuerdo con su génesis y tipo de actividad										
Genesis	Actividad	Unidad	Holoceno	Pleistoceno			Plioceno		Mioceno	Total de unidades
				Tardío	Medio	Temprano	Tardío	Temprano		
Endógeno	Efusiva	Bocas volcánicas	9	5						14
		Flujos de lava	32	23	23	1				79
	Efusiva - Explosiva	Conos de escoria	2	5	9					16
		Cráteres freatomagmáticos	8	10						18
	Explosiva	Rampas piroclásticas	1	1						2
		Calderas	3							3
	Extrusivo	Domos	19	4	9					32
Total de unidades			74	48	41	1				164
Endógeno Modelado	Volcánica	Flujos/Conos/Domos			2	8		2	1	13
		Sierras complejas					2	1	3	
	Tectónica	Fallas					3		3	
Total de unidades					2	8	7	2		19
Exógeno	Erosiva	Barrancos < 20m								
		Barrancos > 20m								
	Acumulativa	Rampas proluviales	8		36					44
		Planicie aluvial				17				17
Total de unidades			8		36	17				61
TOTAL									244	

- Se determinó la existencia de dos lineamientos (NE-SW) que cruzan por la estructura del volcán Ceboruco y cortan de forma perpendicular al graben, esto lleva a considerar y proponer que dichos rasgos estructurales son el factor primordial y condicionante en la desestabilización, colapso y morfología del edificio. Esta información contribuye a complementar y abrir nuevas líneas de discusión sobre la dinámica y configuración de las calderas exterior e interior que conforman la cima de la mencionada estructura.

- Se reconoce que la distribución y concentración de la actividad del volcán Ceboruco está directamente relacionada con patrones estructurales bien definidos (valles estructurales, frentes de lava y borde calderico) resultado del arreglo ortogonal entre lineamientos y fallas.

- Se elaboró un modelo evolutivo del volcán Ceboruco, a partir del desarrollo de 4 mapas que reflejan las características geológico-geomorfológicas, de esta manera se perfilan los eventos eruptivos y la composición de cada uno de ellos. También se presenta un total de 5 esquemas que muestran cuatro etapas principales de desarrollo en donde se agrupan veinte fases de actividad. Finalmente se realizan 3 perfiles de la cima a partir de un levantamiento en campo en donde se plasma la morfología, composición y situación espacio-temporal de las diferentes estructuras y productos asociados.

- Se presenta una reconstrucción geológico-morfológica de la cima del Ceboruco, en la cual se muestra un paisaje diverso producto de la actividad efusiva y explosiva constante y la yuxtaposición de flujos de lava, domos, conos y cráteres, todos originados en los últimos 1000 años.

BIBLIOGRAFÍA

Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M., Wallace, P.J., 1991. Pliocene — recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrane in the making. In: Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T. (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 47, 425–445.

Araña, V., López, J., 1974. *Volcanismo. Dinámica y petrología de sus productos*. Ediciones Istmo. Colegio Universitario, Madrid, 481p.

Bloom, A. 1978. *Geomorphology. A Systematic of Late Cenozoic Landforms*. Prentice-Hall. 510 p.

Browne, B.L., Gardner J.E., 2004. The nature and timing of caldera collapse as indicated by accidental lithic fragments from the ~1000 A.D. eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 93-105.

Browne, B.L., Gardner J.E., 2005. Transport and deposition of pyroclastic material from the ~1000 AD caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 67, 469-489.

Chertkoff, D.G., Gardner, J.E., 2004. Nature and timing of magma interactions before, during, and after the caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Contrib Mineral Petrol*, 146, 715-735.

Coque, R., 1984. *Geomorfología*. Madrid 477p.

Corazzato, C., Tibaldi, A., 2006. Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 177–194.

Demant, A., 1979. *Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 3, 39-57.

Demant, A., 1981, L'axe Néo-Volcanique transmexicain. Étude volcanologique et pétrographique; signification géodynamique: Francia, Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix-Marseille, Tesis doctoral (Docteur en Sciences), 250 p. (inédita).

Ferrari, L., Nelson, S.A., Rosas-Elguera, J., Aguirre-Diaz, G., Venegas-Salgado, S., 1997. Tectonics and volcanism of the Western Mexican Volcanic Belt. In: Aguirre-Diaz, G.J., Aranda-Gomez, J.J., Carasco-Nuñez, G., Ferrari, L. (Eds), Magmatism and Tectonics of Central and North-Western Mexico – A Selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions 12:85-129.

Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block. *Geofísica Internacional*, 33, 139-151.

Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Romero-Rios, F., 1999, Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., and Stock, J. M. (eds). *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334*.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggeli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.

Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., Venegas-Salgado, S., 2003. Geology of the San Pedro – Ceboruco Graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 165-181.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., and Stock, J. M. (eds). *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334*.

Fisher, R.V., Schminke, H.U., 1983. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag. 472 p.

Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado, H., 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 259-276.

Gardner, J.E., Tait, S., 2000. The caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 62, 20-33.

González, E., 2005. Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 72-87.

Gutierrez-Elorza, M., 2001. *Geomorfología Climática*. Omega, Barcelona. 642 p.

Karátson, D., Thouret, J.C., Moriya, I., Lomoschitz, A., 1999. Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. *Bulletin of Volcanology*, 61, 174-93.

Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash – flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*. 59, 198–218.

López-González, P., 2002. *El Ceboruco: Maravillas y Leyendas*. Amate, Zapopan, Jalisco, 70 p.

Lugo, J., 1991. *Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía, UNAM, 128 p.

Lugo, J., Mooser, F., Pérez, A., Zamorano, J.J., 1994. Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, D.F., México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Instituto de Geología. UNAM. 11, 43-52.

Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F., Carmichael, I. S. E., 1985, Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump: *Geology*, 13, 54-57.

Luhr, J.F., 2000. The geology and petrology of Volcan San Juan (Nayarit, Mexico) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95, 109-156.

Marti, J., Araña, V., 1993. *La Volcanología Actual*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 578 p.

Martin, U., Németh, K., 2006. How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155, 104–118.

McDowell, F.W., Keitzer, R. P., 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1479–1487.

McDowell, F. W., Clabaugh, S. E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 180, 113–124.

Nelson, S.A., 1980. Geology and petrology of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, Part I, 91:639-643.

Nelson, S.A., 1980. Geology and petrology of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.* Part II, 91, 2290-2431.

Nelson, S.A., 1986. Geología del Volcán Ceboruco, Nayarit, con una estimación de riesgos de erupciones futuras. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 6, 243-258.

Norini, G., Gropelli, G., Capra, L., De Beni, E., 2004. Morphological analysis of Nevado de Toluca volcano (Mexico): new insights into the structure and evolution of an andesitic to dacitic stratovolcano. *Geomorphology*, 62, 47–61.

Pedraza, J. 1996. Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones. Rueda, Madrid, 414 p.

Peña-Monne, J.L. 1997. Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada. Geomorfo, Zaragoza, 227 p.

Petronille, M., Goguitchaichvili, A., Henry, B., Alva-Valdivia, L., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Rodriguez, M., Ceja, M., Calvo-Rathert, M., 2005. Paleomagnetism of Ar-Ar dated lava flows from the Ceboruco-San Pedro volcanic field (western Mexico): Evidence for the Matuyama-Brunhes transition precursor and a fully reversed geomagnetic event in the Brunhes chron. *Journal of Geophysical Research*, 110, 11 p.

Petrone, C.M., Tagami T, Francalanci L, Matsumura A, Sudo M., 2001. Volcanic systems in the San Pedro–Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) in the light of new K–Ar geochronological data. *Geochemical Journal*, 35, 77–88.

Petrone, C.M., Francalanci, L., Carlson, R., Ferrari, L., Conticelli, S., 2003. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro–Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chemical Geology*, 193, 1 – 24.

Petrone, C.M., Francalanci, L., Ferrari, L., Schaaf, P., Conticelli, S., 2006. The San-Pedro-Cerro Grande volcanic complex (Nayarit, Mexico): Inferences on volcanology and magma evolution. In: Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J. (ed): Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 402, 65-98.

Ramírez, R., 2005. Zonificación geomorfológica utilizando el concepto de estabilidad relativa aplicado a la microcuenca Los Tapiales, río Mucujún, El Vallecito, estado Mérida-Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana*, 46, 235-252.

Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., Renne, R.P., 1995. Pliocene to Quaternary volcanism and tectonism at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107, 612–626.

Robertson, K., Flórez, A., Ceballos, J.L., 2002. Geomorfología volcánica, actividad reciente y clasificación en Colombia. Cuadernos de geografía, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. 11, 37-76.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Continental boundaries of the Jalisco Block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24, 921-924.

Servizio Geologico Nazionale., 1992. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia. Serie III. Carta Geologica D'Italia 1:50,000 Guida al Rilevamento.

Scarth, A., 1994. Volcanoes. First U.S. Texas A&M University press. 273 p.

Sieron, K., 2009. Historia eruptiva, volúmenes emitidos y composición geoquímica e isotópica (sistemas Nd, Sr y Pb) del volcán Ceboruco y edificios monogenéticos contiguos, Estado de Nayarit, México. UNAM, Posgrado de Ciencias de la Tierra. Tesis de Doctorado, 152 p.

Sieron, K., Siebe, C., 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco volcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 241-264.

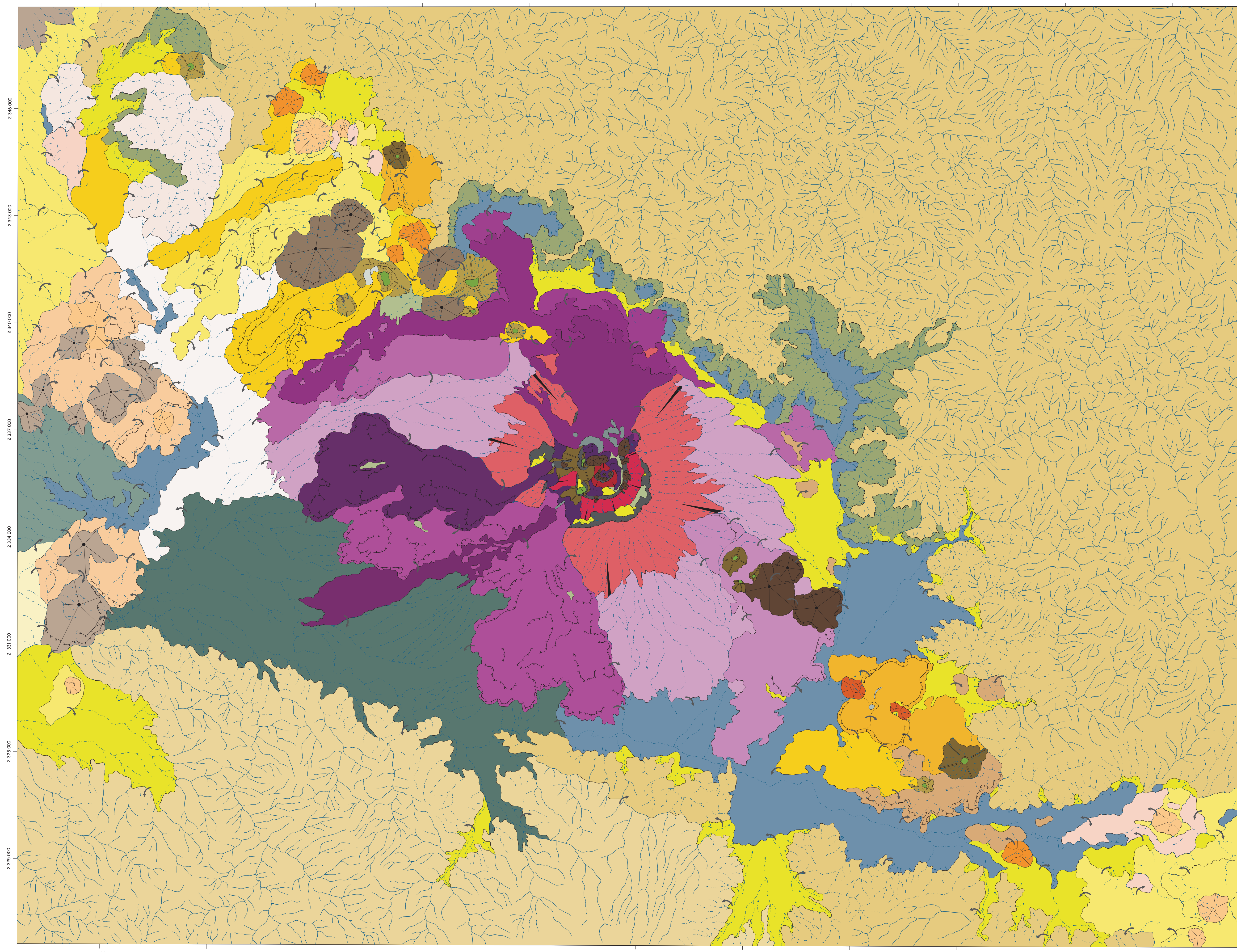
Simons, E., 1990. Geología Física Básica. Limusa-Noriega, México, 699 p.

Stock, J., 1993. Tectónica de placas y evolución del Bloque Jalisco, México. *GEOS*. (quarterly of the Mexican Geophysical Union), 13, 3-9.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., 1975. Volcan Ceboruco: A major composite volcano in the Mexican Volcanic Belt. *Bulletin of Volcanology*. 54, 201-213.

Thouret, J.C., 1999. Volcanic geomorphology—an overview. *Earth-Science Reviews* 47, 95–131.

Zamorano, J.J., Tanarro, L.M., Lugo, J., Sánchez, G., 2002. Evolución geológica y geomorfológica del complejo dómico Los Pitos, norte de la Cuenca de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 66-79.



LEYENDA

I. RELIEVE ENDÓGENO

VOLCÁNICO	HOLOCENO (0.01 Ma)	PLEISTOCENO TARDÍO (0.01 Ma - 0.12 Ma)	PLEISTOCENO MEDIO (0.12 Ma - 0.78 Ma)	PLEISTOCENO TEMPRANO (0.78 Ma - 1.8 Ma)
(EFUSIVO) BOCAS				
FLUJOS DE LAVA				
(EFUSIVO - EXPLOSIVO) CONOS DE ESCORIA				
(EXPLOSIVO) CRÁTERES FREATOMAGMÁTICOS				
RAMPAS PIROCLÁSTICAS				
CALDERAS				
(EXTRUSIVO) DOMOS				

II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

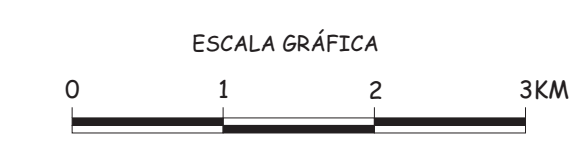
VOLCÁNICO	PLEISTOCENO MEDIO (0.12 Ma - 0.78 Ma)	PLEISTOCENO TEMPRANO (0.78 Ma - 1.8 Ma)	PLIOCENO TARDÍO (1.8 Ma - 3.6 Ma)	PLIOCENO TEMPRANO (3.6 Ma - 5.3 Ma)	MIOCENO (5.3 Ma - 23.8 Ma)
FLUJOS, CONOS Y DOMOS CON INTENSO MODELADO O PARCIALMENTE SEPULTADOS					
SIERRAS COMPLEJAS					
TECTÓNICO					
ESCARPE DE FALLA					

III. RELIEVE EXÓGENO

FLUVIAL	HOLOCENO (0.01 Ma)	PLEISTOCENO TARDÍO (0.01 Ma - 0.12 Ma)	PLEISTOCENO MEDIO (0.12 Ma - 0.78 Ma)	PLEISTOCENO TEMPRANO (0.78 Ma - 1.8 Ma)
(EROSIVO) BARRANCOS (>20 M DE PROFUNDIDAD)				
BARRANCOS (<20 M DE PROFUNDIDAD)				
(ACUMULATIVO) PLANICIE ALUVIAL				
RAMPAS PROLUVEALES				

FORMAS COMPLEMENTARIAS ASOCIADAS AL RELIEVE ENDÓGENO

LADERAS INTERIORES (ATRIO DE CRÁTER)		FONDO DE CRÁTER	
LLANOS VOLCÁNICOS		FRENTE DE LAVA (ESCARPE)	



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
 FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
 POSGRADO EN GEOGRAFÍA
 AUTOR: RAÚL ALVARADO GONZÁLEZ
 DIRECTOR: DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO O.