

VULCANOLOGIA Y PETROGRAFIA DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL EJE NEOVOLCANICO

Alain Demant*

RESUMEN

En la parte occidental del Eje Neovolcánico existen varios volcanes que presentan una evolución importante por la naturaleza de los dinamismos eruptivos, y por la variedad de las lavas emitidas, cuya composición varía de andesitas ricas en sílice, hasta dacitas, riódacitas y ocasionalmente riolitas (Ceboruco-Tequila). La evolución es continua y se debe a la existencia de cámaras magmáticas debajo de estos edificios, facilitando consecuentemente los fenómenos de diferenciación magmática. Alineados según las fracturas regionales, se observan varios volcanes monogénicos que, como lo atestigua la mineralogía, no se relacionan con la cámara magmática de los edificios principales. Las lavas son típicamente calci-alcalinas; sin embargo, las rocas basálticas presentan caracteres transicionales. La disposición particular de los volcanes de la parte occidental, con respecto a los otros sectores del Eje Neovolcánico, se debe al hecho de que en esta región se produce la subducción de la Placa de Rivera, mientras que más al este, es la Placa de Cocos la que se hunde debajo de la Placa Norteamericana.

RESUME

Dans le secteur occidental de l'Axe Transmexicain existent différents volcans, de taille importante qui montrent une évolution intéressante aussi bien dans la nature des dynamismes éruptifs que par la variété des laves émises, celles-ci ont une composition qui varie depuis des andésites riches en silice jusqu'à des dacites, riódacites et parfois des rhyolites (Ceboruco-Tequila). Cette évolution continue est liée à l'existence de chambres magmatiques sous ces édifices ce qui facilite les phénomènes de différenciation magmatique. Alignés selon les fractures régionales, s'observent également différents volcans monogéniques qui ne sont pas en relation avec la chambre magmatique des édifices principaux, comme le démontrent les caractères mineralogiques. Ces laves sont typiquement calco-alcalines, cependant les roches basaltiques montrent des caractères transitionnels. La répartition particulière des volcans de la zone occidentale de l'Axe Transmexicain, est due au fait que dans ce secteur se produit la subduction de la Plaque de Rivera, tandis que plus à l'Est c'est la Plaque de Cocos qui s'enfonce sous la Plaque Nord-Américaine.

INTRODUCCION

El Eje Neovolcánico Transmexicano constituye una franja volcánica, plio-cuaternaria (Demant, 1978), que se extiende desde San Blas, Nayarit, en el Pacífico, hasta Jalapa, Veracruz, en el límite del altiplano al oriente. Su terminación occidental se caracteriza por la presencia de dos fosas tectónicas: la de Tepic-Chapala, orientada NW-SE, y la de Colima, orientada N-S. Ambas se unen en la región ubicada al sur de la ciudad de Guadalajara, donde una sucesión de lagunas constituye el testigo de esta tectónica distensiva (Figura 1).

El sector occidental se diferencia de las demás partes del Eje Neovolcánico por sus características vulcanológicas y tectónicas, lo cual corresponde con una posición geodinámica particular. En efecto, la parte occidental del Eje Neovolcánico se relaciona con la subducción de la Placa de Rivera y se caracteriza por la proximidad del Levantamiento del Pacífico Oriental (East Pacific Rise), mientras que el vulcanismo de las demás regiones del Eje se debe a la subducción de la Placa de Cocos.

El Eje Neovolcánico ha suscitado gran interés por su posición oblicua, con respecto a la Fosa de Acapulco; sin embargo, no ha sido hasta el momento objeto de trabajos de cartografía sistemática. Mooser (1972) afirma haber cartografiado todo el Eje, aunque estos mapas no han sido

publicados. Dentro de un programa de investigación del Instituto de Geología de la UNAM, desde 1975 se realizó un estudio global de esta estructura volcánica. El presente artículo muestra las características vulcanológicas y petrográficas de la parte occidental del Eje Neovolcánico, desde la costa del Pacífico hasta la ciudad de Guadalajara.

EL GRABEN TEPIC-CHAPALA

Esta porción del Eje Neovolcánico Transmexicano, que va del Lago de Chapala hasta San Blas, se caracteriza por su particular orientación NW-SE, pues en toda la porción oriental del Eje prevalecen las direcciones NE-SW (Demant et al., 1976; Demant y Vincent, 1978). En esta fosa tectónica se encuentran cuatro volcanes de importancia: San Juan y Sanganguey, en la región de Tepic, Nayarit; Ceboruco cerca de Ixtlan del Río, Nayarit y Tequila, en Jalisco. Solo ha sido objeto de estudio el Ceboruco, porque es el único que ha tenido una erupción histórica.

Los volcanes de la región de Tepic

La planicie de Tepic se encuentra rodeada por un conjunto de aparatos volcánicos, entre los que el San Juan y el Sanganguey sobresalen por su importancia. Sin embargo, el Eje Neovolcánico no termina en esta región; se observan volcanes recientes hasta la costa. Al oeste de Las Varas, un pequeño domo dacítico, llamado Volcán Ceboruco, se desarrolló casi en la orilla del Pacífico. Al suroeste de San Blas, el Volcán Las Cebadillas de edad reciente emitió derrames

* Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México,
Ciudad Universitaria, México 20, D. F.

importantes (10 km) de andesita, formando así el límite sur del manglar que ocupa la planicie costera. En general, estos

aparatos cuaternarios se desarrollaron sobre las andesitas oligocénicas.

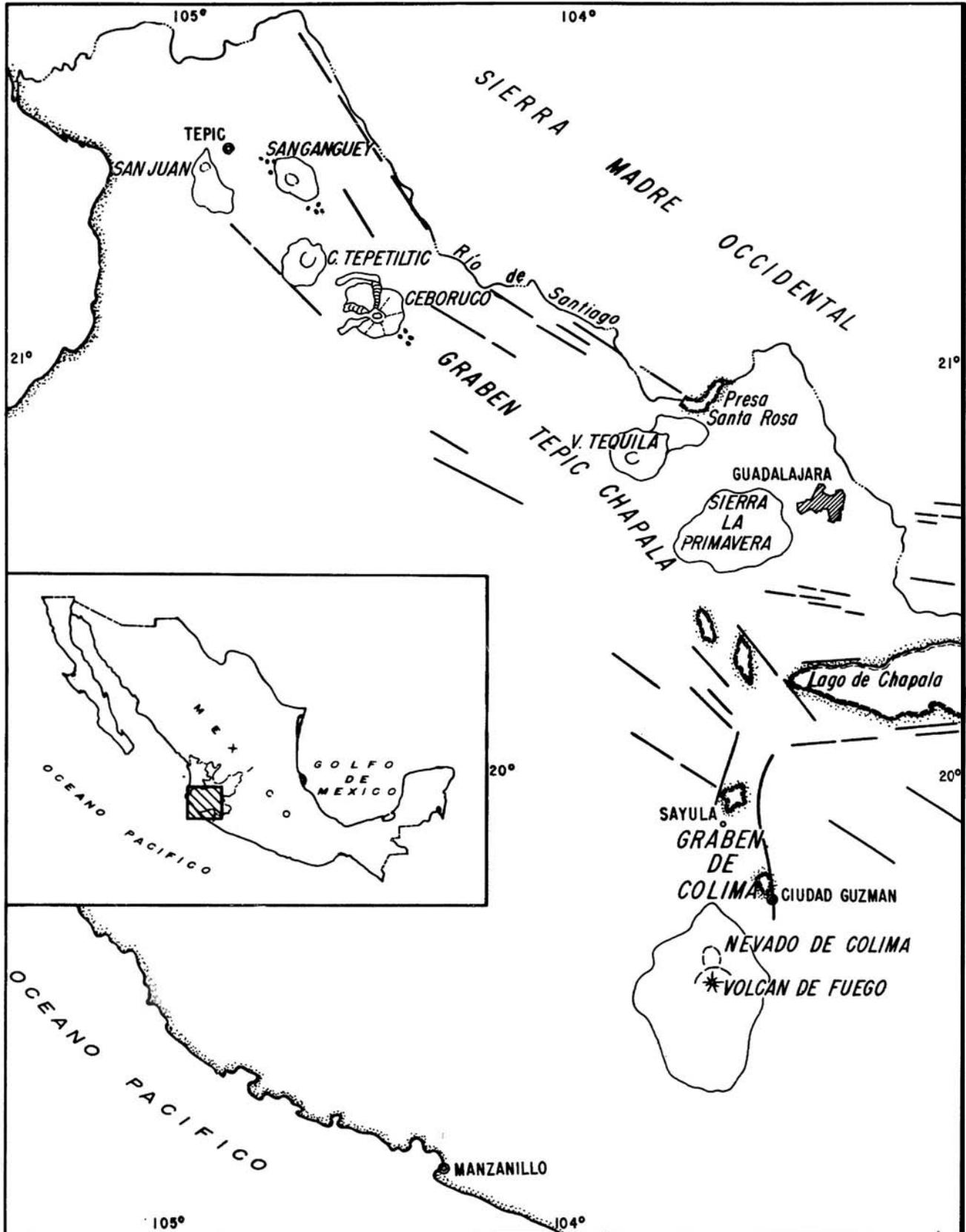


Figura 1.- Mapa de la parte occidental del Eje Neovolcanico.

bastante erosionada a lo largo de dos grandes fracturas orientadas NNE-SSW (Figura 2), permitiendo observar el interior del crater, en donde existe un pilon de más de 200 m de altura (Figura 3). La lava del pitón es una andesita de la misma facies que los derrames, aunque con matriz más finamente cristalizada, debido a su enfriamiento más lento en la chimenea.

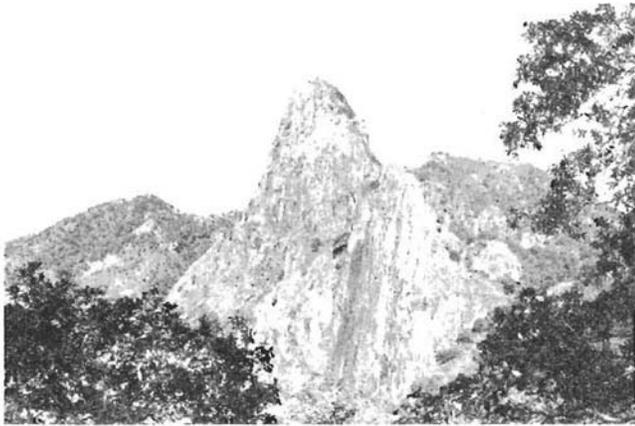


Figura 3.- Fotografía del piton central del Volcan Sangangüey

En sus flancos NW y SE, el Sangangüey está cubierto por numerosos conos escoriáceos basálticos, alineados de acuerdo con las fracturas regionales. Estas lavas se caracterizan por la presencia de fenocristales de olivino; a menudo son muy porfídicas con fenocristales de plagioclasa y piroxena de más de 2 cm. Este vulcanismo basáltico parece estar más relacionado con la tectónica regional, que provenir de la misma cámara magmática de las andesitas y dacitas del Sangangüey. Se extiende hasta Santa María del Oro (Figura 2), donde reaparece la secuencia terciaria aridesítica e ignimbrítica; ocasionalmente los derrames son muy extensos, llegando a alcanzar hasta 10 y 12 km de longitud.

Al sureste, la Sosa tectónica de Tepic esta limitada por relieves ignimbríticos sobre los que se formó un gran volcan andesítico denominado Tepetiltic, cuya altura maxima es de 2,050 m. En su parte alta existe una caldera de forma ovalada, con 3 por 5 km de diámetro y paredes de 500 m de altura al suroeste y 100 m al noreste. En el flanco del volcan no aparecen depósitos piroclásticos que expliquen la formación de esta caldera; los depósitos de pómez (caída libre) que se observan cerca del pueblo de Tepetiltic estan relacionados con un pequeño domo riolítico llamado Cerro Las Güilotas (Figura 2). Así, la formación de la caldera podría deberse a un colapso producido por una baja del nivel de lava en la cámara magmática y un pequeño cono escoriáceo en el centro de la caldera constituye la última manifestación volcánica del mismo.

Petrografía (Tablas 1 y 1b).- Las rocas que forman los volcanes principales de esta región son típicamente calci-alcalinas, como lo demuestran sus características químicas y la norma C.I.P.W., donde siempre aparece cuarzo. Los basaltos constituyen las manifestaciones recientes al pie del Sangangüey y presentan un carácter más ambiguo; algunos (524, Tabla 1) se asemejan a los basaltos aluminosos (*high alumina basalts*), mientras otros presentan nefelina normativa que denota una tendencia alcalina; en algunas láminas delgadas se observan cristales de espinel.

Tabla I.- Analisis quimicos de lavas de la region de Tepic.

	650*	289*	659*	521*	525**	524**	653*	657*
SiO ₂	66.05	55.35	62.09	59.94	58.44	49.27	49.10	56.23
TiO ₂	0.30	1.49	0.60	0.88	0.16	1.96	2.00	0.73
Al ₂ O ₃	15.37	17.24	15.91	17.58	18.95	18.28	16.75	17.50
Fe ₂ O ₃	0.45	3.80	2.20	2.59	2.15	2.18	3.05	2.05
FeO	1.84	4.14	3.20	2.58	3.18	8.16	7.09	4.37
MnO	0.05	0.15	0.07	0.08	0.06	0.18	0.15	0.09
MgO	0.74	3.16	2.40	3.07	2.48	5.75	5.95	3.43
CaO	2.82	6.08	5.44	5.74	5.26	7.37	8.44	8.20
Na ₂ O	4.85	4.50	4.38	3.95	4.60	3.57	4.25	4.60
K ₂ O	2.95	2.15	2.70	1.84	1.75	0.77	2.15	2.35
P ₂ O ₅	0.12	0.20	0.14	0.23	0.00	0.52	0.49	0.17
H ₂ O ^f	4.36	1.22	0.89	0.08	1.53	1.18	1.01	0.69
H ₂ O ^t	0.18	0.32	0.08	0.59	1.92	0.06	0.15	0.11
TOTAL	100.08	99.80	100.10	99.15	100.48	99.25	100.58	100.52
NORMA C.I.P.W.								
O	19.81	4.62	12.20	13.78	8.28			0.05
Or	18.25	12.93	15.96	11.04	10.34	4.64	12.71	13.93
Ab	42.95	38.75	37.06	33.94	38.92	30.82	25.69	39.03
An	11.99	20.86	15.78	25.19	25.89	32.22	20.28	20.22
Ne							5.56	
Di	1.53	6.80	8.35	1.74	0.17	1.32	14.89	15.86
Hy	3.89	7.09	5.12	8.25	10.00	18.08		6.14
Ol						4.66	10.93	
Mt	0.68	5.61	3.19	3.81	3.12	3.22	4.42	2.98
Ilm	0.60	2.88	1.14	1.70	0.30	3.80	3.80	1.39
Ap	0.29	0.47	0.33	0.54		1.24	1.14	0.40
* Analisis efectuadas en el Centre Géologique et Géophysique, Montpellier, Francia.								
** Analisis efectuador en el Laboratoire de Petrologie, Université Aix-Marseille III, Francia.								
Análisis efectuados en el Instituto de Geología de la U.N.A.M., por R. M. Uda de Calero y Graciela Velázquez.								

La zona del Ceboruco

Al sur del Cerro Tepetiltic se abre la depresión tectónica de Ixtlán del Río, que sigue un rumbo NW-SE, y en la cual se levanta el Volcan Ceboruco. El límite septentrional, en las partes más altas, esta constituido por relieves oligomiocénicos de andesitas e ignimbritas. En el margen meridional, las andesitas fueron cubiertas por derrames basálticos emitidos por pequeños centros eruptivos (Figura 4). Numerosos conos escoriáceos, alineados según las direcciones tectónicas regionales, se observan en la depresión de Ixtlán. La composición de estas lavas varia, desde basaltos hasta andesitas; las dacitas constituyen pequeños domos con derrames asociados.

Al noroeste de este sector, en el flanco meridional del Cerro Tepetiltic, se formó un domo riolítico llamado Cerro Los Ocotés (Figura 4) de edad muy reciente, como se deduce de su morfología; el Cerro de San Pedro es un domo dacítico, de más de 600 m de altura. La depresión de Ixtlán del Río esta separada de la región de Tequila al sureste por la zona de Plan de Barrancas, donde la secuencia terciaria de la Sierra Madre Occidental aflora nuevamente.

El Volcan Ceboruco es la estructura más imponente de la región de Ixtlán del Río y con el Volcan de Colima constituye el aparato volcánico que más se ha visitado du-

rante los últimos 100 años. Iglesias y colaboradores (1877) describieron su última erupción ocurrida en 1870. Ordóñez (1897) presenta algunas observaciones referentes al Ceboruco, aunque resultan incompletas y confusas. Thorpe y Francis (1975) y Nelson (1976) son los primeros en presentar un trabajo vulcanológico y petrográfico sobre este volcán. Sin embargo, cada uno define una cronología de las fases eruptivas, sin dar los argumentos que les permitieron establecerla. Además, el autor del presente artículo discrepa con muchos puntos de la estratigrafía volcánica que estos autores presentan.

La historia del Ceboruco podría subdividirse en tres fases principales:

(1) - Primeramente se edificó un volcán por emisiones sucesivas de lavas andesíticas ricas en silice ($59\% \text{ SiO}_2$). Los derrames son de poco espesor, con escoria o brechas en su base. El camino empedrado que sube por el flanco sur hasta la estación de microondas instalada en la cima, corta la pared meridional del cráter y en esta no se observa material de proyección alguno, indicando el carácter poco explosivo del magma que edificó el primer cono volcánico que por emisión regular de lava, a partir de un conducto siempre abierto, se desarrolló hasta una altura de 1,500 m con respecto a la llanura de Ixtlán. Al final de esta primera fase se produjo un hundimiento de la parte superior del cono, formando una caldera de 3.5 km de diámetro, con paredes de 100 m de altura; numerosos diques radiales cortan los derrames. El borde de esta primera caldera se ha conservado únicamente en las partes meridional y oriental (Figuras 4 y 5), el sector NW fue destruido o cubierto por emisiones posteriores. Una pequeña fumarola continua activa al pie de la pared suroriental de la caldera.

Nelson (1976) considera la formación de esta caldera producto de una erupción pliniana de pomez, de composición riódacítica. Sin embargo, esta pomez se observa únicamente en el flanco suroriental del volcán y tiene un espesor que disminuye hacia la caldera y desaparece antes de alcanzar el límite de esta. El aumento de la cantidad de pomez al alejarse del cono volcánico claramente indica que este material no podría provenir del Ceboruco *sensu-stricto*. Ante la ausencia de depósitos piroclásticos importantes que pudieran relacionarse con la formación de la caldera, lo más probable entonces es que esta haya sido resultado de un colapso producido al final de la actividad efusiva, como consecuencia de una emisión importante de lava, lo cual concuerda con la historia poco explosiva del volcán durante su primera fase. El volumen de lava producido durante este período se estima en 40 km³.

(2) - En la caldera se edificó posteriormente un gran domo de lava andesítica ($60\% \text{ SiO}_2$) de 2 km de diámetro y de 400 m de altura. Thorpe y Francis (1975) hablan de un segundo volcán localizado en la caldera. En realidad, el aspecto masivo de la lava, la ausencia de escorias que permitan delimitar diferentes derrames y la presencia de fracturas concéntricas indican que se trata de un domo y, por lo tanto, de un dinamismo eruptivo diferente al de la primera fase, del cual partieron grandes corrientes de lava por la parte más baja de la pared de la caldera y fluyeron sobre el flanco suroccidental del Ceboruco. Estos derrames, hasta de 7 km de longitud, presentan una morfología de flujos lentos, gruesos, con un canal central y una forma "en dedo de guante" al frente de los derrames (Figura 5). Nel-

son (1976) no relaciona los flujos con el domo, aunque topográficamente se observa una continuidad perfecta. En el flanco meridional del Ceboruco se encuentra un pequeño afloramiento de brecha volcánica; en un cemento gris, cinerítico, aparecen fragmentos angulosos de petrografía diversa. Dos capas de brechas de 2 o 3 m de espesor están separadas por cenizas finamente estratificadas provenientes de caída libre. Las brechas probablemente se deban a las explosiones relacionadas con la reapertura del conducto después de la formación de la primera caldera, permitiendo la efusión de lava que formó el domo y los derrames de la segunda fase, con un volumen estimado de 3-4 km³.

Al final de esta etapa se produjo otro hundimiento que fue responsable de la formación de una segunda caldera en el interior de la primera (Figura 5), con un diámetro de 1.5 km. Thorpe y Francis (1975) explican la formación de esta segunda caldera por la emisión de pomez que se observa en el flanco sureste del Ceboruco; sin embargo, esta hipótesis se invalida por la ausencia de pomez en la caldera principal. El hundimiento del domo se relaciona con la actividad efusiva que se produjo en los flancos NW y SE del volcán, a lo largo de una fractura que tiene la misma orientación que las fracturas regionales (Figura 4). La salida del magma por esta fisura radial provocó que se vaciara el conducto principal y como consecuencia se hundiera la parte central del domo.

Estas emisiones fisurales formaron dos derrames de dacita ($63\% \text{ SiO}_2$) de 5 y 4 km de largo, al noroeste. En el flanco sureste la actividad efusiva fue más compleja; primeramente se formó un derrame dacítico de 6 km de longitud relacionado con el volcán El Molcajete (Figura 4); otro derrame salió por un pequeño cráter más al sur de este último y cubrió parte del flujo anterior. Finalmente, dos domos de riolita ($72\% \text{ SiO}_2$), el Cerro El Pochotero y el Cerro El Molcajete de 1.5 y 1 km de diámetro respectivamente, se formaron al SW de Jala. En la base del Cerro El Pochotero, grandes espesores de pomez constituyen los restos de un anillo piroclástico, deduciéndose así la relación genética entre estas pomez y el domo y explicando los espesores de pomez al pie del Ceboruco y su ausencia en las partes altas. Las pomez se repartieron también hacia el este; grandes cantidades de ellas se observan en la región de Rosa Blanca, sobre la mesa ignimbrítica (Figura 4) ubicada a 12 km de distancia y san de caída libre, poco soldadas; entre los escasos xenolitos, los fragmentos de andesitas son los más frecuentes; sin embargo, se observan también pedazos de granito. Estos depósitos se presentan en forma de una capa de 2 m de espesor en la base (erupción pliniana), mientras que encima de esta, diferentes unidades de 20 a 40 cm de espesor están separadas por capas de ceniza gris, sugiriendo que otro volcán estaba en actividad al mismo tiempo. Estas cenizas no pudieron provenir del Ceboruco *sensu-stricto*, cuya chimenea se encontraba tapada por el domo. Además, la concordancia perfecta que se observa entre los niveles de pomez y cenizas indica que los dos centros eruptivos estaban cercanos y que las cenizas pudiesen provenir del volcán ubicado al sureste del Cerro El Pochotero (Figura 4), morfológicamente muy reciente, cuyas lavas no aparecen cubiertas de pomez. No se observa algún cono cinerítico en esta zona, probablemente porque fue cubierto por el derrame de dacita. Nelson (1976) obtuvo una edad de 1,000 años (^{14}C) para las pomez y puede determinarse

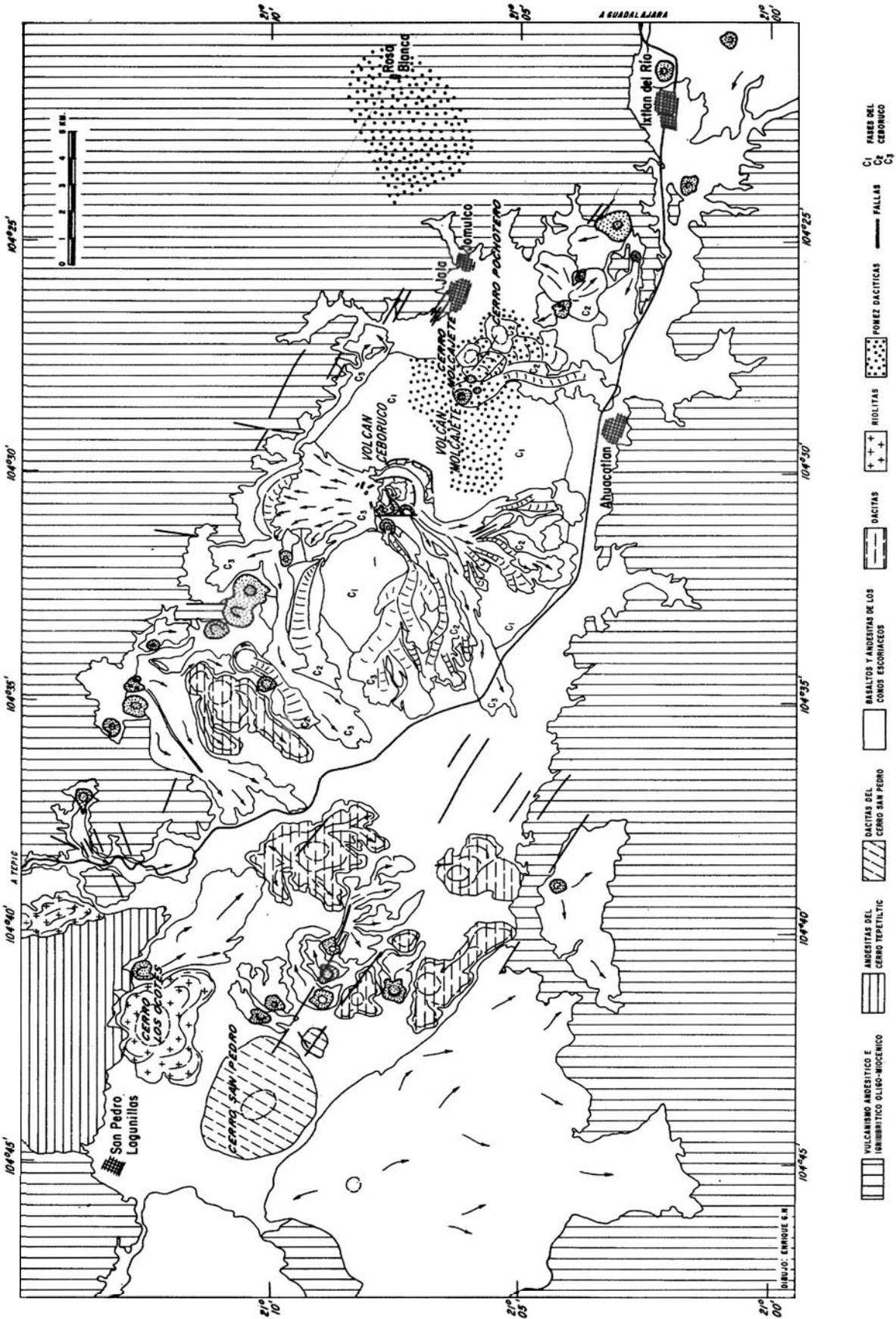


Figura 4.- Mapa geológico de la región del Volcán Ceboruco.

asi el fin de la segunda fase del complejo volcanico del Ceboruco.



Figura 5.- Vista aérea de la parte superior del Volcán Ceboruco (según fotografía DETENAL).

(3) - Durante la tercera y ultima fase, la actividad volcanica volvio a la cumbre del Ceboruco, en la segunda caldera. Thorpe y Francis (1975) y Nelson (1976) presentan cronologias distintas de los eventos de esta fase. Aunque la de los primeros es mas completa, omitieron un evento. Esta fase se inicio con emisiones de lava a lo largo de la fractura que limita al norte la caldera interior (Figura 5), y fue una actividad esencialmente efusiva, ya que no parece haber existido durante este tiempo un crater donde se hubiera concentrado una actividad explosiva. Sin embargo, se observan varios hornitos y fisuras por donde salio el magma de manera continua y tranquila. Entonces este tipo de actividad semeja al de la primera fase, aunque los derrames aparecen mas pequenos y con canales de flujo en la fase reciente. Los derrames que quedaron dentro de la caldera estan cubiertos por cenizas e indican que las lavas son anteriores. Estas comprenden tambien numerosos pequenos derrames que bajaron por la falda norte del Ceboruco, en una zona deprimida limitada por fallas. Primeramente se acumulo la lava al pie del volcan, hecho que explica la formacion del terraplén que se observa en las fotografias aereas, fluyendo despues para formar dos derrames importantes de 10 y 7 km de longitud, uno hacia el oeste y otro hacia el este. Estas andesitas cubrieron parte de los dos derrames de dacita ubicados al NW del Ceboruco (Figura 4).

Despues de esta fase efusiva, dentro de la caldera interior se formo un domo de lava riodacítica (Thorpe y

Francis, 1975), de 600 m de diametro y 100 m de altura. Por una fisura abierta en la parte superior de la cupula salio un pequeno derrame de lava (Figura 5).

Despues del domo se formo, en el borde occidental de la caldera, un cono escoriaceo; tres pequenas depresiones circulares en el fondo de este subrayan la existencia de varias bocas explosivas. De la mas oriental salio un pequeno derrame de lava en bloque (block lava), de 700 m de longitud y 40 m de espesor (Figura 5), que bordea el limite septentrional del domo. Al oeste de este se formo otro crater, entre el domo de la segunda fase y el limite de la primera caldera, y es posterior al cono descrito, ya que parte de este crater fue derrumbado por la actividad del nuevo foco eruptivo, en el centro del cual se emplazó un pequeno tapon de lava (Figura 5). Dos bocas explosivas se observan en el borde occidental de este crater y un derrame de lava fue emitido por una boca ubicada en el lirnite occidental del mismo. Cerca del punto de salida, el derrame esta muy bien canalizado, aunque despues de 2 km empieza a ser mas ancho y a formar diferentes flujos que dan la forma de "dedo de guante" al frente del derrame (Figura 4). Este derrame dacitico alcanza una extensión de 7 km y tiene al frente un espesor de 100 m. Thorpe y Francis (1975) lo incluyen en los flujos de la fase II, aunque en realidad casi no esta cubierto por la vegetacion, hecho que atestigua su edad reciente. Para Nelson (1976) representa el derrame de 1870, con lo cual el autor del presente articulo tampoco concuerda. El flujo de lava producido durante la erupción de 1870 corresponde, en efecto, al gran malpais que se observa al pie suroccidental del Ceboruco, cuya composicion es andesitica ($59\% \text{ SiO}_2$). Thorpe y Francis (1975) no reconocieron la procedencia de este derrame, cuando en realidad este salio de una fractura orientada N 50° E, en el flanco de un crater que ocupa el rincon suroeste de la caldera, a lo largo de la cual aparecen siete pequenas depresiones ovaladas, por donde broto la lava (Figuras 4 y 5). Este crater suroccidental no tiene la morfologia de un cono, sino la de un anillo piroclástico o maar. El material esta bien estratificado y se observan fragmentos de lava que pertenecen a las fases I y II del Ceboruco. Bombas "corteza de pan" de andesita negra, identica a la que forma el malpais, representan el magma juvenil, enfriado rapidamente. Por lo tanto, el maar se formo en relacion con erupciones freaticas. La lava no salio por el crater sino en su flanco, 100 m abajo del borde. Waitz (1920) describe nuhes ardientes relacionadas con la erupcion historica del Ceboruco. Considerando las observaciones de testigos oculares, este autor reconstruye la erupcion de 1870 en la siguiente forma: del 21 al 23 de febrero se observaron grandes nubes de vapor, el 23 ocurrieron grandes explosiones y fueron vistos los "derrames de cenizas" en el Arroyo de los Cuates, empezo a fluir la lava por el mismo arroyo sepultando los productos piroclasticos; el avance del derrame (7.5 km) duro 2 anos. Estas observaciones nos permiten deducir que durante los primeros dias las nubes densas de vapor se produjeron por las explosiones freaticas. En cuanto a las "nuhes ardientes", no pudieron ser, como dice Waitz, nubes peleanas, ya que el conducto no estaba tapado por un domo de lava, y habiendo aparecido la lava 4 dias despues, tampoco pudieron ser "avalanchas ardientes" producidas al frente de un derrame, como se describio para el Volcan de Colima (Thorpe et al., 1977). El autor considera estos "derrames de cenizas" productos

piroclásticos relacionados con la apertura de la fisura en el flanco del crater, puesto que las avalanchas descendieron por el mismo arroyo que la lava.

Desde la erupción de 1870-72 el Volcan Ceboruco permanece en reposo.

Petrografía (Tablas II y IIb).- Los volcanes de la region del Ceboruco muestran una evolucion en la composicion quimica que va desde andesitas hasta dacitas y se caracterizan por valores elevados en Al_2O_3 . El olivino aparece hasta las andesitas ricas en SiO_2 (*high Si andesite*) y desaparece en las dacitas.

El Ceboruco ha emitido lavas de composicion distinta. La primera fase se caracteriza por andesitas ricas en sílice, mientras que el domo y los derrames de la fase siguiente son dacíticos. Durante la actividad fisural se emitieron derrames de dacitas al norte, mientras que al sur se observa toda una evolucion, desde andesitas ricas en sílice hasta las

riolitas del Cerro El Pochotero. Durante la tercera fase se produce el mismo tipo de diferenciación, de andesitas ricas en sílice hasta riodacitas (derrame en el interior de la caldera); sin embargo, el valor en sílice decrece al final, ocasionando un derrame de dacita y el malpaís de la erupcion de 1870, que tiene la misma composicion que los derrames del flanco norte, que dieron inicio a esta ultima fase. Así, el magma primario del Ceboruco corresponde a estas andesitas, que sufrieron fenómenos de diferenciación en la camara magmática para poder generar las dacitas y riodacitas, que representan un volumen mas reducido. Los isótopos del estroncio (Moorbath et al., 1978) muestran valores muy parecidos para las lavas andesíticas de la primera fase y las riodacitas de la ultima (derrame y domo en el interior de la segunda caldera), por lo que se deduce que la evolucion quimica observada no se debe a fenomenos de contaminacion cortical, sino a procesos de diferenciacion en la camara magmática.

Tabla II.- Análisis quimicos de lavas de la region del Ceboruco.

	279°	661°	278**	528**	611**	331**	519*	602**	277**	603**	610**	276**	612**	518°	609**	662°	520°	M42*	608**	517°	604**	M40*	
SiO ₂	71.34	64.13	57.71	57.28	54.15	53.07	59.27	59.45	63.90	60.65	63.48	58.74	63.22	66.37	72.41	59.26	60.57	67.8	69.80	66.36	68.14	58.4	
TiO ₂	0.33	0.60	1.01	1.16	1.18	1.71	0.94	0.88	0.82	1.20	1.02	1.46	1.02	0.38	0.26	0.89	1.17	0.58	0.46	0.76	0.62	1.32	
Al ₂ O ₃	13.34	16.72	18.20	18.82	19.28	18.52	17.10	18.55	17.28	17.68	16.71	17.24	16.73	16.28	13.26	17.65	17.72	15.4	15.08	15.75	15.33	17.1	
Fe ₂ O ₃	2.56	3.33	1.94	2.85	2.28	1.74	1.66	1.54	1.29	2.04	0.86	1.17	0.61	0.64	0.31	2.05	1.70	3.53	0.94	1.01	1.17	6.92	
FeO	0.66	1.73	4.84	4.02	5.11	6.61	3.82	3.88	3.18	3.78	3.50	5.51	3.88	1.04	1.12	4.47	4.10	---	2.20	2.90	2.29	---	
MnO	0.06	0.13	0.12	0.11	0.11	0.13	0.09	0.10	0.12	0.12	0.13	0.16	0.14	0.15	0.06	0.12	0.13	0.09	0.07	0.13	0.09	0.12	
MgO	0.37	0.87	3.13	3.83	4.77	5.80	3.13	2.93	1.48	2.18	1.40	2.31	1.52	0.12	0.07	1.90	1.46	0.7	0.65	0.28	0.73	3.0	
CaO	2.44	3.48	4.52	5.24	5.88	5.64	5.92	4.99	3.51	4.08	3.21	4.73	3.36	1.68	0.62	5.44	5.27	2.02	1.75	2.78	1.92	5.99	
Na ₂ O	4.95	6.00	4.94	4.27	4.04	4.28	3.90	4.03	4.90	4.89	5.46	4.80	5.46	5.90	5.21	5.20	5.20	5.60	5.20	5.75	5.27	4.5	
K ₂ O	3.55	3.10	1.67	1.83	1.29	1.61	1.87	1.88	2.62	2.05	2.51	2.30	2.35	3.45	4.69	2.60	2.45	3.68	3.73	3.85	3.89	2.06	
P ₂ O ₅	0.02	0.25	0.94	0.45	0.34	0.46	0.26	0.28	0.40	0.94	0.34	0.75	0.37	0.08	0.01	0.35	0.26	0.18	0.14	0.14	0.16	0.45	
H ₂ O ⁺	0.68	0.10	0.38	0.02	0.68	0.90	0.56	0.53	0.16	0.06	N.D.	0.11	N.D.	3.19	0.86	0.54	0.44	N.D.	0.04	0.41	0.02	N.D.	
H ₂ O ⁻	0.05	0.04	0.11	0.05	0.02	0.02	0.09	0.16	0.12	0.01	N.D.	0.10	N.D.	0.73	0.17	0.09	0.11	N.D.	0.02	0.09	0.02	N.D.	
TOTAL	100.35	100.48	99.11	99.93	99.14	100.49	98.61	99.20	99.78	99.28	98.62	99.38	98.03	100.61	99.05	100.56	100.58	99.6	100.08	100.21	99.65	99.9	
NORM C.I.P.W.																							
Q	25.12	10.59	7.19	8.21	4.41		11.98	12.64	15.19	12.39	12.33	7.41	11.84	14.82	23.87	4.79	7.63	15.7	19.96	12.18	17.21	7.40	
Or	21.06	18.26	10.01	10.83	7.74	9.56	11.28	11.28	15.56	12.21	15.04	13.71	14.08	21.09	28.28	15.38	14.47	21.9	22.0422	8.223	0.8	12.2	
Ab	42.04	50.60	42.39	36.19	34.73	36.37	33.69	34.62	41.67	41.71	46.85	40.96	46.83	51.63	42.94	44.03	43.99	47.7	43.99	48.80	44.77	38.3	
An	3.71	9.50	19.16	23.22	27.38	25.08	24.12	23.27	14.87	16.84	13.87	18.72	14.39	8.01		17.15	17.77	6.1	6.79	5.81	6.71	20.5	
Ne																							
Di	2.00	4.66					3.35								0.06	2.70	6.28	5.56	2.4	0.82	6.17	1.50	5.3
Hy			13.83	12.88	17.92	18.55	10.68	12.06	7.37	9.00	7.86	12.90	9.08	2.49	0.54	6.88	5.30	3.4	3.84	0.99	3.46	10.2	
Ol						2.99																	
Mt	1.37	4.25	2.85	4.14	3.36	2.53	2.46	2.27	1.88	2.98	1.26	1.71	0.90			2.97	2.46	1.3	1.36	1.47	1.70	2.5	
Plm	0.63	1.14	1.95	2.21	2.28	3.26	1.82	1.70	1.57	2.30	1.96	2.80	1.96	0.75	0.50	1.69	2.22	1.1	0.87	1.45	1.18	2.5	
Ap	0.05	0.58	1.28	1.00	0.81	1.08	0.62	0.66	0.94	1.27	0.80	1.76	0.87	0.19	0.02	0.82	0.61	0.4	0.33	0.33	0.37	1.1	

**Análisis realizados en el Laboratoire de Pétrologie Aix-Marseille III, Francia.

*Análisis realizados en el Centre Géologique et Géophysique, Montpellier, Francia.

°Análisis realizados en el Instituto de Geología de la U.R.A.M. por la Quím. R. M. Uñda de Calero

†Análisis de Thorpe y Francis (1977).

La región de Tequila

Existen muy pocos trabajos referentes al Volcan de Tequila. Friedländer (1930) habla brevemente del mismo y Demant y colaboradores (1976) publican los primeros análisis químicos de algunas rocas de esta región.

El sector de Tequila es particularmente interesante por la diversidad de los productos volcanicos que fueron emitidos. La zona neovolcánica se ubica al sur del Río Grande de Santiago, que forma un importante cañón al pie de los relieves terciarios, andesíticos e ignimbríticos (Figura 6).

El vulcanismo del Eje Neovolcánico se inició en esta región con emisiones importantes de basalto, que constituyen las mesas que bordean, al sur, el Río Santiago y que podrían designarse como "mesas de Santa Rosa", por el nombre de la presa que fue construida sobre el mismo río. Los basaltos cubren depósitos lacustres, en los cuales se encontraron restos de peces que no pudieron identificarse. Sin embargo, por sus rasgos morfológicos, estos basaltos podrían ser asignados al Plioceno tardío - Pleistoceno. Estas mesas basálticas se extienden por más de 30 km a lo largo del Río Santiago, desde San Martín de Cañas hasta Cofradía al

oriente (Figura 6) y tienen aproximadamente 250 m de espesor. Pueden distinguirse diferentes derrames, generalmente gruesos por la presencia de escorias en su base. Estas mesas no son horizontales sino inclinadas hacia el río, lo que permite inferir que el punto de emisión se encuentra en un sector ahora cubierto por el Volcán de Tequila (Figura 6).

Siri embargo, las pendientes suaves de esta mesa sugieren que los basaltos no partieron de un gran aparato central sino, por el contrario, de un pequeño centro volcánico o una fisura. La actividad fue esencialmente tranquila, ya que no se observan huellas de una actividad explosiva importante. El volumen de estos basaltos es de 30 a 35 km³

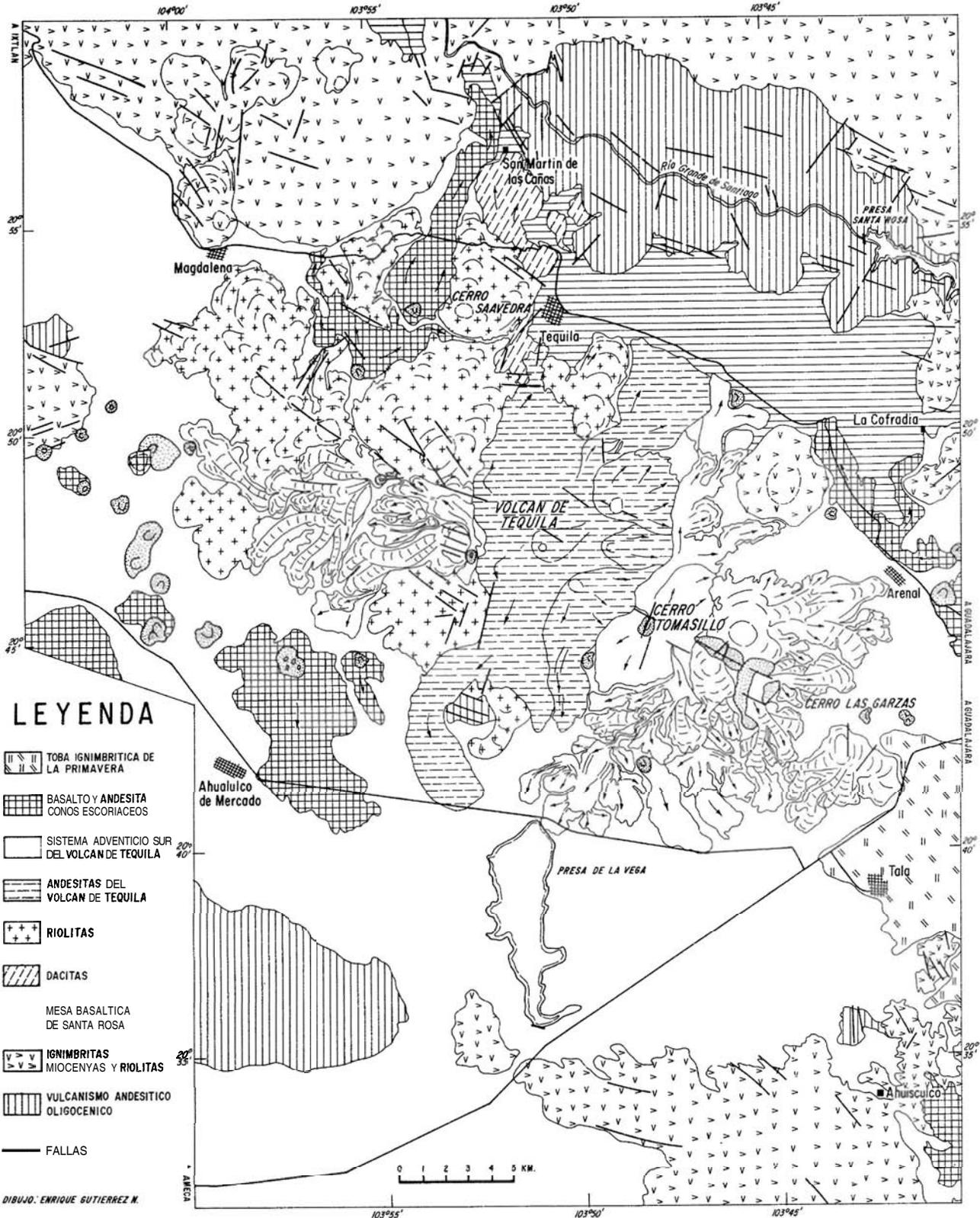


Figura 6.- Mapa geológico de la región de Tequila.

Entre Tequila y San Martín de Cañas, la mesa **basáltica** esta cubierta por un derrame de **dacita** (Figura 6). Al poniente de Tequila y sobre este **último**, se desarrolló el domo riolítico del Cerro Saavedra, por lo que la posición **cronológica** de la **dacita** resulta bien definida. Dicho derrame tiene un espesor de 40 m; la parte superior es a menudo vitrea con aspecto de obsidiana, como en la mesa de San Martín de Canas; las facies no-vitreas tienen por el contrario color morado y marcada cristalización de la matriz, los escasos **fenocristales** son de plagioclasa. La extensión máxima de este derrame fue de 8 km. Depósitos de pomez de color café claro se relacionan con este volcán, corresponden al principio de la actividad y se observan debajo del derrame, a lo largo del camino que sube a la mesa de San Martín de Canas (Figura 6). El nivel inferior es muy rico en **fragmentos** de basaltos, **que** pudieran representar hasta el **30%** del material; el nivel pumítico superior es, en cambio, pobre en xenolitos. Estos productos **piroclásticos** representan entonces la fase de apertura del conducto; durante las primeras explosiones, muchos elementos del basamento fueron proyectados junto con el magma pumítico, hasta que la chimenea estuvo perfectamente despejada.

El punto de emisión de la **dacita** no se puede reconocer actualmente, aunque considerando la topografía y la dirección del flujo debiera ubicarse al pie norte del Volcán de Tequila (Figura 6).

Entre Magdalena y Tequila afloran lavas riolíticas, de estructura dornica, con derrames asociados hasta de 6 km de extensión y viscosidad poco elevada. Al frente y en los bordes de los derrames se observan grandes cantidades de obsidiana totalmente afanítica. Parte de las riolitas se encuentra cubierta por los derrames del Volcán de Tequila o de sus edificios adventicios. Dichos domos no se relacionan con una caldera y no se observan depósitos **piroclásticos** importantes **que** hubieran precedido a la formación de ellos. Sin embargo, en algunos lugares existen depósitos de pomez de caída libre. El volumen de las riolitas se calcula en 20 km³ y, por su posición tectónica, no pertenecen a la secuencia de la Sierra Madre Occidental, **puesto** que los domos están alineados sobre las direcciones tectónicas regionales.

El Volcán de Tequila sensu-stricto se edificó sobre los relieves volcánicos más antiguos. Es un imponente cono volcánico de 1,300 m de altura abierto del lado nororiental. Como el Sangangüey, se caracteriza por la presencia de un pitón de 150 m de altura en el centro del cráter, con facies brechoides en la periferia. Sus flancos se componen de lavas andesíticas ricas en **silice** (**61%** **SiO₂**), en forma de flujos de poco espesor. Tres pequeños volcanes adventicios se reconocen en el flanco oriental y suroriental, con sus derrames de lava asociados. La forma abierta del cráter del Volcán de Tequila no parece ser el resultado de una fase explosiva violenta, sino de un colapso seguido por erosión. En la cima aparecen **cenizas** finamente estratificadas que constituyen los restos de un cono piroclástico preexistente. El volumen total de lava emitido se calcula en 25 km³.

En el flanco meridional del Volcán de Tequila existe un conjunto de aparatos alineados NW-SE, con lavas de composición andesítica y más porfídicas que las del Volcán de Tequila. Los derrames son **gruesos**, con canales y estrias de **flujo** bien desarrolladas. Pueden existir como piroclásticos en el punto de **emisión**, aunque parece ser que la lava

salio sin gran actividad explosiva acumulándose en forma de domo. El más importante de estos cráteres adventicios es el Cerro **Tomasillo**. El Cerro Las Garzas es un cono **piroclástico** que se abrió para dar paso a dos derrames importantes de andesita. Al norte de este cerro hay un domo muy rebajado, de donde partieron derrames de lava que alcanzaron hasta El Arenal (Figura 6). Como lo demuestra la **mineralogía**, estas lavas se relacionan con el Volcán de Tequila, pero probablemente salieron por una fractura ubicada en el flanco del mismo.

En la depresión de Tequila existen, como en los demás sectores que fueron descritos con anterioridad, volcanes **basálticos** y andesíticos, alineados según las fracturas **tectónicas** regionales. Por su composición química y **mineralogía**, las lavas son diferentes, siendo frecuentes los cristales de olivino.

Petrografía (Tablas III y IIIb).- Los basaltos de la mesa de Santa Rosa están saturados o ligeramente **sobresaturados**; tienen valores en **Al₂O₃** demasiado bajos para poder ser clasificados como basaltos ricos en alúmina, los valores en **Na₂O** y **K₂O** son compatibles con los de los basaltos alcalinos, pero los porcentajes en **MgO** y **CaO** son bajos. No se diferencian de los basaltos provenientes de los conos escoriáceos alineados sobre las fracturas regionales (muestra 620, Tabla 111), lo que **refuerza** la hipótesis de que los basaltos de Santa Rosa se deben a un vulcanismo fisural.

En general, las riolitas de Tequila-Magdalena son completamente afiricas. En un solo caso pudieron observarse cristales de plagioclasas, sanidino y **clinopiroxena**, esta última no es de tipo sodico (aegirina), por lo que podrían clasificarse como riolitas calcialcalinas, diferentes de las **comenditas** de La Primavera (Mahood, 1977). Parece existir una línea evolutiva regular entre la **dacita** de la mesa de San Martín de las Canas y las riolitas (muestra 624 y 627). En efecto, todos los óxidos decrecen de manera regular, pasando de la **dacita** a la riolita, salvo los **SiO₂** y **K₂O**, que aumentan.

El Volcán de Tequila está constituido por lavas **andesíticas** ricas en **SiO₂** que pasan a **dacitas**, pero el rango de variación es bastante limitado (**61.26%** hasta **62.84** de **SiO₂**), siendo más amplio para las rocas que forman el sistema adventicio meridional, en cuyas lavas, usualmente **porfídicas** frecuentemente aparece hornblenda.

La Región de Guadalajara

La principal estructura volcánica que se ubica en este sector es una caldera conocida como Sierra La Primavera, Mooser (1968) fue el primero en localizarla sobre su mapa del Eje. Mahood (1977) presentó un trabajo preliminar sobre La Primavera, reconociendo el carácter **hiperalcalino** de estas riolitas (**comenditas**) y presentando una cronología de las diferentes fases eruptivas. Esta cronología fue rechazada por Demant y Vincent (1978), quienes presentaron otro modelo de evolución de la caldera. Como este sector ya ha sido estudiado en detalle, no se incluyó en el **presente artículo**.

La planicie de **Guadalajara** está limitada al norte por **relieves** ignimbíticos, a los cuales están asociados hornos dacíticos y **riolíticos**. Este material fue **fechado** en **menos** de 10 m.a. por **Watkins** y **colegas** (1971), mientras que

Mahood (1977) da una edad de 3.5 m.a. a una ignimbrita localizada al norte de la ciudad de Guadalajara, destacando

la edad reciente de este vulcanismo que pertenece, no obstante, al sistema de la Sierra Madre Occidental.

Tabla III.- Analisis quimicos de lavas de la region de Tequila.

	496**	634**	624**	627**	619**	275**	633**	630**	625**	506*	508*	51c*	638**	635**	636**	620**	621**	618**	
SiO ₂	49.22	50.27	68.15	73.70	73.88	74.12	75.28	75.50	61.21	61.80	62.15	62.34	59.58	61.49	64.55	51.38	59.72	58.85	
TiO ₂	2.31	2.50	0.73	0.24	0.07	0.10	0.10	0.15	0.87	0.83	0.80	0.84	1.02	0.69	0.60	2.60	1.70	1.46	
Al ₂ O ₃	16.58	17.50	15.70	13.32	13.24	13.34	12.98	12.73	18.03	16.07	16.78	16.30	17.27	18.02	16.19	15.62	17.53	17.44	
FeO ₃	3.44	3.00	0.82	0.07	0.32	0.47	0.33	0.06	2.00	2.47	1.37	2.01	0.94	1.65	0.99	1.99	1.74	3.14	
FeO	8.34	8.38	2.31	1.06	1.01	1.05	0.93	1.06	3.27	3.45	3.53	2.87	4.68	2.98	3.21	8.57	6.26	3.66	
MnO	0.18	0.19	0.10	0.04	0.06	0.05	0.05	0.06	0.09	0.13	0.13	0.08	0.11	0.08	0.08	0.19	0.13	0.11	
MgO	6.04	5.71	0.54	0.14	0.12	0.07	0.12	0.07	3.08	2.18	1.88	2.80	3.36	2.64	3.03	5.23	3.78	2.51	
CaO	6.68	6.75	1.30	0.74	0.50	0.47	0.48	0.53	4.95	5.22	5.15	4.90	5.49	4.55	4.84	6.25	7.14	4.79	
Na ₂ O	3.69	3.60	5.53	4.70	4.69	4.27	4.65	4.64	3.85	3.92	3.94	3.75	3.91	3.44	3.58	3.82	4.05	4.41	
K ₂ O	1.36	1.05	4.73	4.96	5.64	5.17	5.46	5.13	2.02	2.49	2.65	2.27	1.93	2.78	2.33	1.87	2.03	2.10	
P ₂ O ₅	0.55	0.67	0.12	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.24	0.16	0.17	0.20	0.34	0.18	0.14	0.88	0.52	0.35	
H ₂ O*	1.13	N.D.	N.D.	0.30	0.19	0.22	0.14	0.36	0.13	1.46	1.04	0.41	0.49	0.91	0.96	N.D.	0.39	0.51	
H ₂ O ⁻	0.06	0.10	N.D.	0.03	0.02	0.06	0.01	0.12	0.09	0.10	0.09	0.12	0.18	0.20	0.14	N.D.	0.17	0.36	
TOTAL	99.58	99.73	99.38	99.32	99.76	99.40	100.54	100.47	99.83	100.28	99.78	99.39	99.30	99.61	100.64	98.40	100.16	99.69	
NORMA C.I.P.W.																			
q		0.20	14.08	25.82	24.94	28.05	27.14	28.64	15.22	15.52	14.90	17.79	11.15	16.49	18.87		2.33	11.40	
or	8.17	6.23	28.13	29.61	33.48	30.82	32.14	30.61	11.98	14.91	15.89	13.57	11.56	16.68	13.83	11.23	12.04	12.56	
ab	31.73	30.58	47.09	40.18	36.87	36.45	36.23	36.64	32.70	33.60	33.23	32.10	33.54	29.55	30.43	32.85	34.41	37.70	
an	25.06	28.60	2.70	0.61		1.98			23.08	19.14	20.57	21.18	24.20	21.72	21.32	20.28	23.75	21.74	
ne																			
di	4.04	0.51	2.55	2.57	2.06	0.27	2.01	2.25		4.90	3.48	1.67	0.96		1.53	4.42	6.90		
hy	14.04	23.20	2.95	0.60	1.09	1.52	0.88	0.80	10.80	6.32	7.36	8.65	14.44	9.84	11.09	10.69	13.58	8.27	
ol	6.13																	0.51	
mt	5.07	4.37	1.20	0.10		0.69			2.91	3.63	2.02	2.95	1.38	2.43	1.44	2.93	2.53	4.61	
ilm	4.46	4.77	1.01	0.46	0.13	0.19	0.19	0.28	1.66	1.60	1.54	1.61	1.96	1.33	1.14	5.02	3.24	2.81	
ap	1.30	1.57	0.28	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.56	0.38	0.40	0.47	0.80	0.43	0.33	2.08	1.22	0.81	

** analisis realizados en el Laboratoire de Petrologie Aix-Marseille III, Francia.

Analisis realizados en el Instituto de Geología por:

* Analisis realizados en el Centre Géologique et Géophysique, Montpellier, Francia.

o Alberto Obregón
oo Angel Rodríguez

Al sur de La Primavera, las andesitas oligocénicas forman relieves importantes cortados por fracturas verticales orientadas N 30° W y N 80° E. Esta tectónica distensiva es responsable de las grandes lagunas que se observan en la región. La de Chapala tiene un rumbo E-W, mientras las de Atotonilco, Zacoalco y San Marcos (Figura 1) se deben a las fracturas N 30° W. El área constituye una zona de transición entre la fosa tectónica Tepic-Chapala y la de Colima, donde se empiezan a manifestar también las direcciones N 80° E, que prevalecen en la parte oriental del Eje Neovolcánico.

Asociado a esta tectónica distensiva aparece un vulcanismo basáltico-andesítico, particularmente evidente al norte del Lago de Chapala, donde una sucesión de conos volcánicos muestra una orientación este-oeste.

Al sur de La Primavera, en el sector comprendido entre Ahuiculco-Bellavista y Acatlan de Juarez, afloran ignimbritas que ocasionalmente presentan una facies muy particular, caracterizada por la presencia de grandes "flamas" negras. Wright y Walker (1977) describieron en esta misma secuencia depósitos con grandes fragmentos vítreos que interpretaron como acumulaciones densas, cerca del punto de emisión, en el seno de un flujo laminar (co-ignimbrite lag-fall deposits). Esta apreciación es criticada por Lock (1978) quien considera estos depósitos producto de un flujo turbulento. Las ignimbritas son a menudo vítreas, mientras que las tobas son de color café o rosa. Wright y Walker (1977) atribuyen una edad cuaternaria a estas ignimbritas, aunque en realidad se encuentran cubiertas por los basaltos

y andesitas de la secuencia pliocuaternaria, por lo cual el autor piensa que representan el equivalente de las ignimbritas pliocénicas de Guadalajara. Se observan pequeños domos dacíticos (1 km de diámetro), los cerros El Chino y La Coronilla, al norte de Acatlan de Juarez. Para Wright y Walker (1977) el primero sería la fuente de las ignimbritas. En realidad, estos domos son posteriores y los únicos productos piroclásticos que aparecen asociados son de pomez. Las ignimbritas cubren finalmente una superficie bastante reducida de aproximadamente 100 km².

EL GRABEN DE COLIMA

En el centro de la fosa tectónica, entre Ciudad Guzman y Colima (Figura 7), aparece una cadena montañosa constituida por dos edificios imponentes: El Nevado de Colima y el Volcan de Fuego o Volcan de Colima. Este último es el volcán mexicano con más erupciones durante tiempos históricos, por lo cual existen numerosos relatos de excursiones al mismo desde la época en que fue escalado por el alemán Sonneschmid, en 1796. A principios del presente siglo fueron instalados dos observatorios, uno en Zapotlán (Ciudad Guzmán) y otro en Colima, para seguir el desarrollo de su actividad. Estas observaciones están consignadas en una efemerides publicada por Díaz (1906); Waitz (1936) y Mooser (1961) aportan una bibliografía exhaustiva sobre el mismo. En 1897 Ordonez hizo una primera descripción del volcán aunque el trabajo de Waitz (1906) resulta más completo; además de su descripción, en

1920, de las nubes ardientes que fueron emitidas en 1913. Sin embargo, el trabajo mas detallado que existe sobre el Volcan de Fuego es el de Mooser (1961).

En la historia volcanica del Nevado y del Volcan de Fuego pueden distinguirse tres periodos principales:

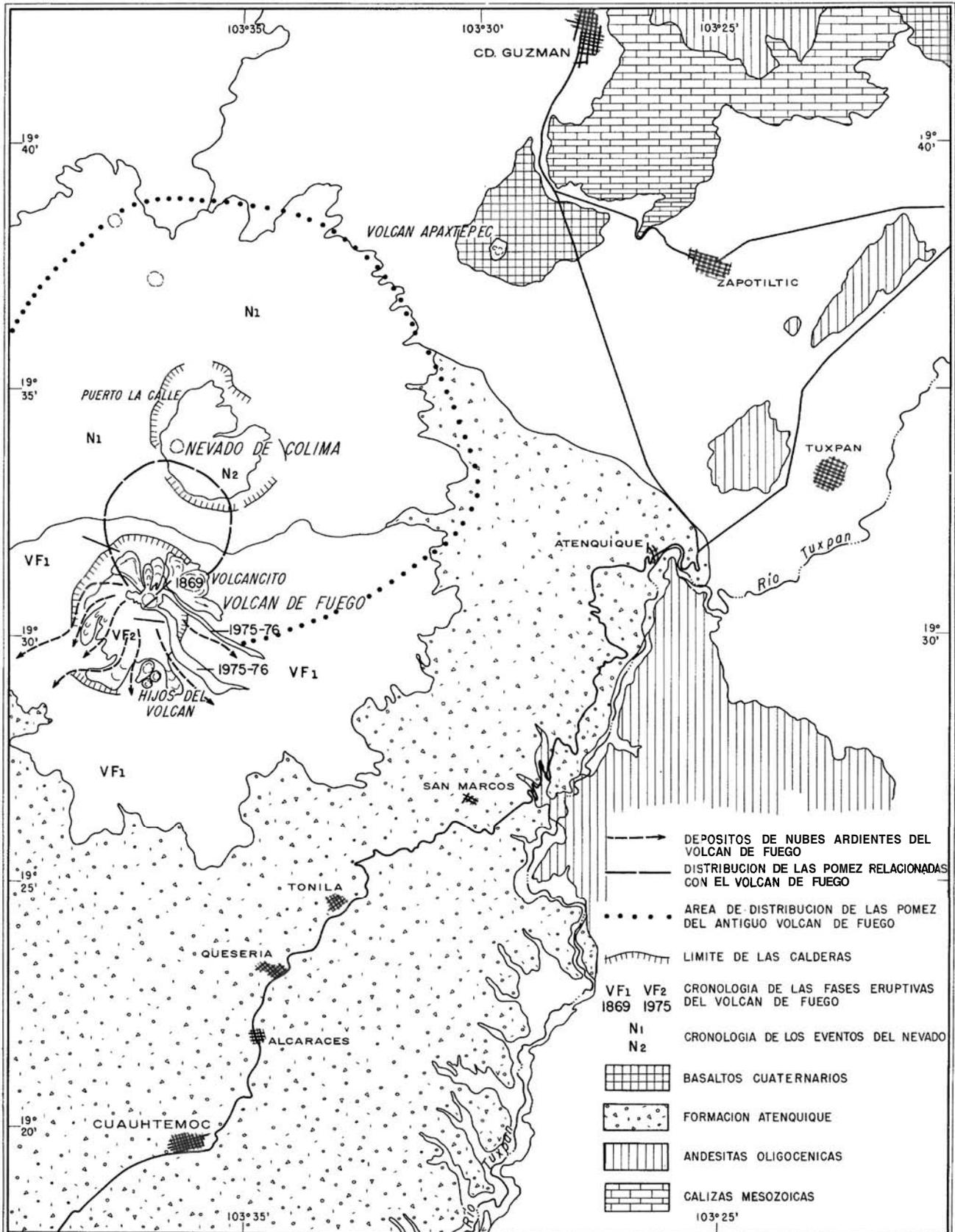


Figura 7.- Mapa geológico del Volcan de Colima v del Nevado de Colima.

(1) - Al pie de la sierra, en ambos flancos se observan señas de una actividad volcanica más antigua que estos dos volcanes, y constituyen lo que Mooser (1961) designó como Formación **Atenquique**, a la cual atribuyo una edad pleistocena (Figura 7); se trata de depositos volcanicos y sedimentarios con estratificación **burda**. En los niveles sedimentarios, que son **frecuentes**, se observan capas finamente estratificadas o grandes conglomerados constituidos por **fragmentos** de rocas volcanicas. Las **facies** volcanicas varian, desde cenizas grises bien **estratificadas** hasta brechas de explosion y depositos de avalanchias ardientes, en los cuales los **bloques** pueden alcanzar varios metros de diametro. Los fragmentos de lavas **frecuentes** corresponden con **andesitas** ricas en SiO_2 , porfidicas, con **composición** mineralogica (**plagioclasa** + hornblenda + piroxenas) muy semejante a la de las rocas del Nevado o del Volcan de Colima.

Estos depositos descienden de 1,500 m al pie de los volcanes, hasta 600 m en las margenes del Río Tuxpan (Figura 7), prolongando así las faldas del Volcan de Colima hacia el oeste y el sur, por más de 20 km y estan cortados por los arroyos que bajan del Nevado o del Volcan de Colima. El espesor del material volcano-detritico alcanza en ciertos lugares hasta 200 m. El Río Tuxpan corta tambien esta material y ha construido **terrazas** de lavas de 100 m de altura relativa en sus orillas. Por el grado de erosión que presentan los arroyos, se le calcula una edad pleistocénica. Los depositos sepultaron una topografía antigua constituida por **andesitas** terciarias, que probablemente se relacionen con la formación del graben de Colima, al acumularse los sedimentos detriticos en respuesta a las variaciones del nivel de base. Estos depositos son frecuentes en otras partes del Eje, como en el abanico detritico de Cuernavaca, al sur de la Sierra Chichinautzin.

(2) - Desarrollo del Nevado de Colima.- El Nevado constituye un **estrato-volcán** complejo, cuya cima (El Picacho) alcanza una altura de 4,320 m. Las faldas del volcan estan cubiertas por una capa de productos piroclasticos y bosques densos, por lo que son escasos los afloramientos de lava. En las barrancas se puede observar, sin embargo, que el volcan esta **constituido** por derrames gruesos de andesitas porfidicas **caracterizadas** por la asociacion **Pl + Hbl + Pir**. Las **facies brechoides** son **frecuentes** en la base de los derrames. A lo largo del camino que sube hasta el pie del Volcan de Colima, pueden observarse depositos de nubes ardientes, con fragmentos de **andesita** en un cemento cinerítico gris, **intercalados** entre las lavas. La forma regular del cono del Nevado se encuentra **interrumpida** en la parte alta del volcan por la presencia de una caldera en la cima del Nevado que fue reconocida previamente por Mooser (1961), de forma **irregular** con un diametro de 4.5 km (Figura 7). Podria pensarse que el **hundimiento** de la parte superior del Nevado se debe a la emision de gran cantidad de pómez que cubre los flancos del volcan. En realidad, estas pómez se observan tambien dentro de la caldera, por lo que son **evidentemente** posteriores a su formación. No existen evidencias de campo que permitan reconocer un evento explosivo importante, responsable del hundimiento en caldera. Cerca del Puerto La Calle, a lo largo de un camino que baja por el flanco occidental del Nevado, se observa una brecha volcanica en una **pequeña** cantera. El cemento es una ceniza de color gris y los fragmentos son de dos tipos: bombas volcánicas, poco vesiculares de color negro y por-

fidicas, y elementos **angulosos** de **andesita** porfidica gris, que son **pedazos** de lava del Nevado. Estos depositos no son de tipo **peleano**, puesto que la presencia de bombas vitreas **implica** que el conducto estaba abierto, sino de tipo "Soufrière de Saint Vincent", de acuerdo con el nombre del volcan de las Pequeñas Antillas que tuvo una erupcion en **1903**, durante la cual se observo por primera vez el fenomeno (Anderson y Flett, 1903; Hay, 1959). Estas brechas son producidas por **nubes** ardientes densas que se desarrollan en la base de una columna explosiva vertical y que bajan por los flancos del volcan antes de canalizarse en los arroyos y barrancas; pueden extenderse así sobre más de **10 km**, como se observo en detalle durante la erupcion de 1968 del Volcan Mayon en Las Filipinas (Moore y Melson, 1968). Sin embargo, no podria concluirse que la formación de la caldera del Nevado se deba unicamente a tales erupciones de tipo Saint Vincent.

La cumbre del Nevado, El Picacho (Figura 8), no corresponde a una parte de la caldera, sino a un volcan posterior, de tipo "volcan sin crater", segun la terminologia utilizada por Waitz (1906). En efecto, puede observarse que El Picacho se **formó** con derrames de lava gruesos, por desbordamientos sucesivos de magma. No se observa un crater visible, ya que el tapon de lava lo oculta.



Figura 8.- Fotografía de El Picacho, cumbre del Nevado de Colima.

Por lo anterior, El Picacho ha tenido un dinamismo eruptivo muy parecido al del Volcan de Colima actual.

(3) - Desarrollo del sistema del Volcan de Colima (Volcan de Fuego).- El Volcan de Colima se ubica en un antiguo crater (Waitz, 1906; Mooser, 1961), correspondiente a una caldera de 5 km de diametro, cuya **porción** septentrional esta bien conservada y forma un acantilado de 200 m de altura, en el cual se observa un derrame grueso de **andesita** de hornblenda, con brecha en la base; un dique radial de **3 m** de espesor, con estructura prismática bien desarrollada, recorta la pared. Una **pequeña** depresión de fondo llano se encuentra entre la pared de la caldera y los derrames del Volcan de Colima, constituyendo lo que se conoce como La

Playa (Waitz, 1906). Del límite meridional de la caldera únicamente se observa un **pequeño** desnivel topográfico que se distingue por la espesa cubierta vegetal que contrasta con la escasa vegetación del Volcan de Fuego. Waitz (1906) interpretó esta caldera como un maar, aunque no se observan los productos piroclásticos normalmente asociados a estas estructuras. Por el contrario, existen grandes cantidades de **pómez** ricas en fenocristales en los flancos del Nevado y del Volcan de Colima. Estos depósitos **alcanzan** varios metros de espesor y se caracterizan por **alternancias** regulares de pómez y cenizas grises. Esta sucesión podría deberse a explosiones violentas que proyectan el magma en forma de pomez, separadas por fases menos explosivas con emisión de cenizas. La esporádica presencia de los xenolitos nos indica que se trata de una chimenea abierta. Algunos **paleo-**suelos y fragmentos de madera carbonizados son testigos de la intermitencia de la actividad volcánica explosiva. Waitz (1906) y Mooser (1961) relacionan las pomez con el Volcan de Colima actual, aunque el grado de alteración de las mismas en el flanco del Nevado demuestra una edad más antigua. Existen pomez asociadas con cenizas grises en La Playa y en el flanco norte del Nevado que proviene del Volcan de Colima actual, aunque no son tan voluminosas y tienen **petrografía** distinta. Por lo tanto, la formación de la caldera del antiguo Volcan de Colima se relaciona con las erupciones cíclicas de pomez.

El Volcan de Colima se desarrolló posteriormente en esta caldera, y su historia **vulcanológica** es muy parecida a la del Nevado. Es un cono casi perfecto, cuyas pendientes varían entre 35 y 40° cerca del cráter, con una altura mayor de 4,000 m.s.n.m. después de su actividad reciente, 1,600 m con respecto a la caldera al sur y 1,100 m al norte. Actualmente no tiene **cráter**, ya que durante su actividad cercana se formó un domo de lava que lo desbordó. El volcán todavía tiene una actividad **fumarólica** importante en la parte alta del domo, y suelen observarse **pequeñas** explosiones **freáticas**.

Este volcán ha tenido muchas **erupciones** históricas que son bien conocidas. Waitz (1936) y Mooser (1961) han presentado **un resumen** de las principales y entre estas son de importancia las **siguientes**, para el mejor conocimiento de su actividad actual:

En 1869 se desarrolló en el flanco NE del volcán un aparato adventicio conocido actualmente como **El Volcancito** (Sartorius, 1871; Figura 7). La lava salió por una fisura de orientación N 30° E, Sornándose primero dos acumulaciones en forma de domo y después derrames que fluyeron hacia La Playa y sobre el flanco oriental (Figura 7). La actividad duró dos años. Mientras **salía** la lava se paró la actividad del cráter.

Los "hijos" del volcán, pequeños domos que se observan en el flanco sur del Volcan de Colima, cerca del límite de la caldera (Figura 7), se formaron sin duda de la misma manera, y demuestran entonces que se desarrollaron erupciones fisurales en tiempos históricos. La actividad volcánica volvió a partir de 1872, de donde algunos derrames salieron sobre el flanco NE en 1903. Como consecuencia de esta actividad, se tapó el **cráter** con un pequeño domo de lava. En 1909 se produjeron explosiones **freáticas** en la parte alta del domo que abrieron dos cavidades (Mooser, 1961). El Volcan de Colima se quedó sin actividad mayor hasta enero de 1913, cuando se produjeron las

nubes ardientes descritas por Waitz (1920), quien las consideraba **nubes ardientes peleanas** que bajaron por los flancos norte y oeste, encajonándose en las barrancas y alcanzando una distancia de 8 km. Esta actividad duró cuatro días, y como resultado el cráter quedó parcialmente destruido en su parte superior (Waitz, 1920). A consecuencia de las **nubes ardientes**, el nivel de lava bajo repentinamente, encontrándose después de la erupción a más de 300 m del borde del cráter. Si se observa el material producido por estas erupciones en la Barranca de La Lumbre, puede afirmarse que no son **nubes peleanas**, como las considera Waitz (1920). La **fracción** fina es de color gris oscuro, los fragmentos no son muy abundantes y son pedazos de lava porfídica, parte del tapon de lava o bombas volcánicas vítreas procedentes del magma; son entonces **nubes ardientes** de tipo Saint-Vincent provenientes de explosiones que se produjeron entre el cráter y el tapon de lava e indican además que la lava se había enfriado hasta el nivel del tapon, pero seguía caliente en la chimenea.

De 1913 hasta 1931, el Volcan de Colima tuvo una actividad más tranquila, durante la cual el nivel de lava subió lentamente en el cráter, pasando de 300 hasta 50 m del borde del cráter (Mooser, 1961). Así permaneció hasta 1958, cuando se inició un nuevo ciclo de actividad relacionado con otra subida del nivel de lava, que produjo un derrame por desbordamiento sobre el flanco septentrional del cráter en 1961 (Figura 7). De 1961 hasta 1975 siguió elevándose lentamente el nivel, hasta diciembre de 1975 cuando aparecieron derrames en el flanco suroriental del volcán (Deniant *et al.*, 1976; Thorpe *et al.*, 1977). Se produjeron **pequeñas** **nubes ardientes** al frente de estos derrames (Thorpe *et al.*, 1977), provocando la destrucción de la vegetación en las barrancas (Figura 9). Estas **nubes** se observaron al principio de la fase efusiva, cuando la pendiente era muy fuerte y el magma todavía rico en gases. Como describen Thorpe y colaboradores (1977), las explosiones se llevaron a cabo después del derrumbe del frente del **derrame**, exponiendo las partes más calientes del flujo y permitiendo el desarrollo de las explosiones originadas por los gases. El **material** piroclástico producido por ellas constituye **pequeños** derrames de cenizas; hubo también avalanchas de bloques provenientes de derrumbes al frente de los derrames; finalmente, después de algunos días no se observaron más las explosiones. El avance posterior del derrame fue la causa por la que los productos **piroclásticos** se encuentran completamente ocultos por este, no representando un elemento tan importante en el desarrollo del Volcan de Colima como lo afirman Thorpe y colegas (1977); en realidad son eventos locales relacionados con el avance del **derrame** de lava en una pendiente fuerte, sin relación con las avalanchas ardientes observadas, por ejemplo, en el Volcan de Fuego en Guatemala (Davies *et al.*, 1978), que resultan de explosiones en el cráter, con material más burdo y de volumen más importante.

Los derrames del Volcan de Colima son del tipo de lava en bloques (block lava), la roca es vítreo, muy **porfídica**, de color gris oscuro. Desde finales de 1976 la actividad efusiva parece haber cesado (Figura 10). Del cráter sobresale ahora un **pequeño** domo, de cuya parte superior escapan grandes cantidades de vapor; pueden observarse también algunas **explosiones freáticas**. El tapon de lava se encuentra en un proceso de enfriamiento, por lo que podría

temerse la emision de nubes ardientes de la misma forma en que se produjeron **erupciones freáticas** (1909) y nubes ardientes (1913), despues de la fase de enfriamiento de la lava producida durante la erupción de 1903.



Figura 9.- Fotografía de los derrames del flanco oriental del Volcan de Colima (enero de 1976). Se observa la destruccion de la vegetacion provocada por **avalanchas de bloques y derrames de cenizas**.

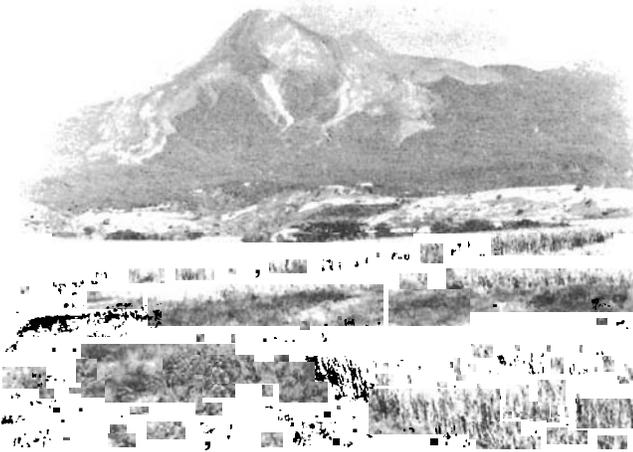


Figura 10.- Fotografía de los derrames en el flanco oriental del Volcan de Colima (febrero de 1979).

El Volcan de Colima se caracteriza entonces por lava bastante viscosa, que periodicamente desborda el cráter, produciendo derrames cortos y gruesos. Como se deduce por las erupciones que se produjeron desde hace más de 100 años, el crater nunca ha sido un conducto abierto, sino que ha estado ocupado por un tapon de lava, mientras mas se enfria este, más violentas son las explosiones que siguen, por lo que el volcán se encuentra ahora en una fase peligrosa de su actividad.

Al pie del flanco occidental del Nevado de Colima, en la planicie del Río Armeria entre Copala y Venustiano Carranza, se observan pequenos conos escoriáceos y derrames de basaltos y andesitas. Al noreste del Nevado se localiza un centro efusivo conocido como Cerro Apaxtepec (Waitz, 1906); Mooser (1961) le asigna una edad holocénica, que corresponde con la morfología muy reciente del crater y del malpais. Demant y colaboradores (1976) han destacado el carácter potásico de este basalto (traqui-basalto) representativo de un caso particular en el Eje Neovolcánico.

Petrografía (Tablas IV y IVb).- Los analisis quimicos permiten insistir en que hay muy pocas diferencias entre las lavas del Nevado y las del Volcán de Colima. Estas son **andesitas** ricas en SiO₂, cuyos valores en silice varian desde 58.5 hasta 61.0%; siempre son porfídicas, caracterizadas por la asociacion P1 + Opx + Cpx + Hbl. Sin embargo, tambien se observan cristales de olivino inestables, como lo demuestra su aureola de P1 + Cpx, y son bastante frecuentes en las **pómez** que cubren todo el flanco del Nevado; estas provienen de la fase pliniana responsable de la formacion de la caldera del antiguo Volcan de Colima, y se diferencian asi de las relacionadas con las **erupciones** recientes del mismo volcan, cuya composicion mineralogica es P1 + Hbl + Cpx + Opx. Los valores de isotopos del estroncio (Moorbath et al., 1978) indican pocas diferencias entre el Nevado de Colima y el Volcan de Colima, y son bastante variables e inferiores a los obtenidos para el Ceboruco (0.7037-0.7039 con respecto a 0.7042). Si a esto se anade la presencia frecuente de cristales de olivino en estas lavas de composicion muy proxima a las dacitas, podria admitirse que interviene un magma primario basaltico que se mezcla en forma imperfecta con las lavas diferenciadas de una manera ciclica en la camara magmática de estos volcanes. La abundancia de olivino en las **pómez** provenientes de las erupciones plinianas del antiguo Volcan de Colima podria indicar una relacion entre esta llegada de magma basico y el grado de "explosividad" del volcan.

Tabla IV.- Analisis quimicos de lavas de la region de Colima.

	558*	559*	549*†	550†	615**	617**	551†	616**	561*	547*
SiO ₂	59.40	58.47	58.20	60.21	60.89	61.16	60.04	60.47	54.74	50.27
TiO ₂	0.82	0.80	0.16	0.82	0.65	0.85	0.70	0.76	0.64	1.73
Al ₂ O ₃	16.40	16.43	18.20	15.94	18.20	17.46	16.18	17.44	17.02	13.44
Fe ₂ O ₃	3.16	2.70	3.42	5.68	2.60	1.42	2.81	1.71	4.44	2.20
FeO	2.23	1.72	3.66	n.d.	2.81	3.19	3.10	3.50	3.92	5.66
MnO	0.12	0.14	0.08	0.12	0.09	0.11	0.14	0.11	0.10	0.13
MgO	2.92	2.91	2.56	2.80	3.84	3.00	2.32	2.93	3.05	9.50
CaO	6.66	6.80	6.24	6.10	5.07	5.01	6.46	5.10	7.76	8.78
Na ₂ O	4.95	5.60	5.70	5.48	4.37	4.64	5.75	4.75	5.10	2.51
K ₂ O	2.45	1.80	1.23	2.20	1.11	1.37	1.80	1.39	1.95	3.55
P ₂ O ₅	0.16	0.14	n.d.	0.18	0.19	0.21	0.17	0.23	0.34	1.09
H ₂ O ⁺	1.03	0.56	0.91	0.79	0.16	n.d.	0.20	n.d.	0.45	n.d.
H ₂ O ⁻	0.23	0.19	0.09	0.06	0.16	n.d.	0.10	n.d.	0.01	n.d.
TOTAL	100.61	100.34	100.45	100.38	100.14	98.72	100.67	98.39	99.52	98.84

	NORMA C. I. P. M.									
O	6.62	2.75	3.72	6.81	14.23	12.79	6.50	11.61	0.18	
Or	14.57	10.68	7.31	13.06	6.57	8.20	10.60	8.35	11.63	21.22
Ab	42.16	47.58	48.50	46.58	37.04	39.77	48.47	40.85	43.56	21.49
An	15.39	14.44	20.56	12.46	21.95	23.06	12.97	22.52	17.96	15.10
Ne										
Di	13.15	14.97	8.60	11.21		0.59	14.39	1.35	14.97	17.34
Hy	1.54	3.79	6.02	1.81	11.69	11.37	1.29	10.79	3.17	0.84
Ol										14.90
zt	4.61	3.93	4.99		3.78	2.09	4.06	2.52	6.50	3.13
Tlr	1.57	1.53	0.31	0.28	1.24	1.64	1.32	1.47	1.23	3.32
Ap	0.38	0.33		0.42	0.44	0.50	0.39	0.54	0.80	2.57

Análisis efectuados en el Centre Géologique et Géophysique, Montpellier, Francia.
** Analisis efectuados en el Laboratoire de Petrologie, Université Aix-Marseille III, Francia.

Análisis efectuados en el Instituto de Geología, de la UNAM, por
o Irma Aguilera
+ R.M. Unda de Calero
++ Graciela Velázquez

temerse la emision de nubes ardientes de la misma forma en que se produjeron erupciones freáticas (1909) y nubes ardientes (1913), despues de la fase de enfriamiento de la lava producida durante la erupción de 1903.



Figura 9.- Fotografía de los derrames del flanco oriental del Volcán de Colima (enero de 1970). Se observa la destruccion de la vegetacion provocada por avalanchas de bloques y derrames de cenizas.

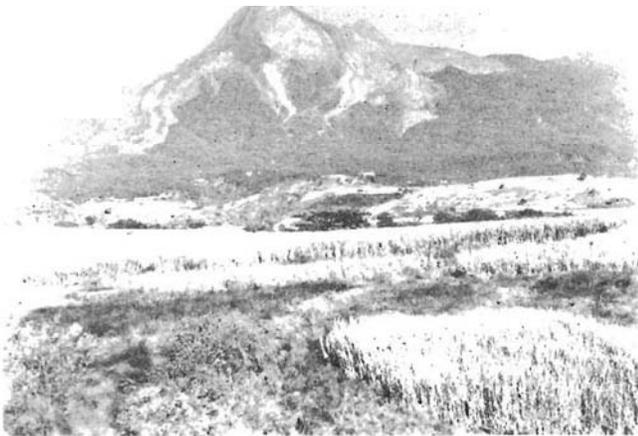


Figura 10.- Fotografía de los derrames en el flanco oriental del Volcán de Colima (febrero de 1979).

El Volcán de Colima se caracteriza entonces por lava bastante viscosa, que peribdicarmente desborda el cráter, produciendo derrames cortos y gruesos. Como se deduce por las erupciones que se produjeron desde hace más de 100 años, el crater nunca ha sido un conducto ahierito, sino que ha estado ocupado por un tapon de lava, mientras mas se enfría este, más violentas son las explosiones que siguen, por lo que el volcán se encuentra ahora en una fase peligrosa de su actividad.

Al pie del flanco occidental del Nevado de Colima, en la planicie del Kio Armería entre Copala y Venustiano Carranza, se observan pequeños conos escoriáceos y derrames de basaltos y andesitas. Al noreste del Nevado se localiza un centro efusivo conocido como Cerro Apaxtepec (Waitz, 1906); Mooser (1961) le asigna una edad holocénica, que corresponde con la morfología muy reciente del crater y del malpaís. Demant y colaboradores (1976) han destacado el carácter potásico de este basalto (traqui-basalto) representativo de un caso particular en el Eje Neovolcánico.

Petrografía (Tablas IV y IVb).- Los analisis quimicos permiten insistir en que hay muy pocas diferencias entre las lavas del Nevado y las del Volcan de Colinia. Estas son **andesitas** ricas en SiO₂, cuyos valores en **silice** varian desde 58.5 hasta 61.0%; siempre son porfidicas, caracterizadas por la asociacion **P1 + Opx + Cpx + Hbl**. Sin embargo, tambien se observan cristales de olivino inestables, como lo demuestra su aureola de **P1 + Cpx**, y son bastante frecuentes en las **pómez** que cubren todo el flanco del Nevado; éstas provienen de la fase pliniana responsable de la formacion de la caldera del antiguo Volcan de Colima, y se diferencian así de las relacionadas con las erupciones recientes del mismo volcan, cuya coniposicion mineralogica es **P1 + Hbl + Cpx + Opx**. Los valores de isotopos del estroncio (Moorbath *et al.*, 1978) indican pocas diferencias entre el Nevado de Colima y el Volcan de Colima, y son bastante variables e inferiores a los obtenidos para el **Ceboruco** (0.7037-0.7039 con respecto a 0.7042). Si a esto se anade la presencia frecuente de cristales de olivino en estas lavas de composicion muy proxima a las **dacitas**, podria admitirse que interviene un magma primario **basáltico** que se mezcla en forma imperfecta con las lavas diferenciadas de una manara ciclica en la camara **magmática** de estos volcanes. La abundancia de olivino en las pomez provenientes de las erupciones **plinianas** del antiguo Volcan de Colima podria indicar una relacion entre esta llegada de magma **básico** y el grado de "explosividad" del volcan.

Tabla IV.- Analisis quimicos de lavas de la region de Colima.

	558*	559*	549*†	550*	615**	617**	551*	616**	561*	547*
SiO ₂	59.48	58.47	58.20	60.21	60.09	61.16	60.91	60.47	54.74	50.27
TiO ₂	0.82	0.80	0.16	0.82	0.65	0.05	0.70	0.76	0.64	1.73
Al ₂ O ₃	16.40	16.43	18.20	15.94	18.20	17.46	16.18	17.44	17.02	13.44
Fe ₂ O ₃	3.16	2.70	3.42	5.68	2.60	1.42	2.81	1.71	4.44	2.20
FeO	2.21	3.72	1.66	n.d.	2.81	3.49	1.10	1.50	3.92	5.66
MnO	0.12	0.14	0.08	0.12	0.09	0.11	0.14	0.11	0.10	0.13
MgO	2.92	2.99	2.56	2.80	3.84	3.00	2.32	2.93	3.05	9.50
CaO	6.66	6.80	6.24	6.10	5.07	5.01	6.46	5.10	7.76	8.78
Na ₂ O	4.95	5.60	5.70	5.48	4.37	4.64	5.75	4.75	5.10	2.51
K ₂ O	2.45	1.80	1.21	2.20	1.11	1.37	1.80	1.39	1.95	3.55
P ₂ O ₅	0.16	0.14	n.d.	0.18	0.19	0.21	0.17	0.23	0.34	1.09
H ₂ O*	1.01	0.56	0.91	0.79	0.16	n.d.	0.20	n.d.	0.45	n.d.
H ₂ O ⁻	0.23	0.19	0.09	0.06	0.16	n.d.	0.10	n.d.	0.01	n.d.
TOTAL	100.61	100.14	100.45	100.38	100.14	98.72	100.67	90.39	99.52	98.84

	NORMA C. I. P. M.								
Q	6.62	2.75	3.72	6.81	14.23	12.79	6.50	11.61	0.18
Ur	14.57	10.68	7.31	13.06	6.57	8.20	10.60	8.35	11.63
Ab	42.16	47.58	48.50	46.58	37.04	39.77	48.47	40.85	43.56
An	15.39	14.44	20.56	12.46	23.95	23.06	12.97	22.52	17.96
Ne									
Di	13.15	14.97	8.60	11.21		0.59	14.39	1.35	14.97
Hy	1.54	3.79	6.02	1.81	11.69	11.37	1.29	10.79	3.17
Ol									14.90
zt	4.61	3.93	4.99		3.78	2.09	4.06	2.52	6.50
Ilm	1.57	1.53	0.31	0.28	1.24	1.64	1.32	1.47	1.23
Ap	0.38	0.33		0.42	0.44	0.50	0.39	0.54	0.80

* Analisis efectuados en el Centre Géologique et Géophysique, Montpellier, Francia.

** Analisis efectuados en el Laboratorio de Petrologia, Université Aix-Marseille III, Francia.

Analisis efectuados en el Instituto de Geologia, de la UNAM, por Irma Aguilera + H.M. Uché de Galero ++ Graciela Velázquez

CONCLUSIONES

Los volcanes principales del *graben* Tepic-Chapala son complejos y se diferencian por sus dinamisismos eruptivos. El Sanganguey, el Ceboruco y el Volcan de Tequila se caracterizan por una actividad poco explosiva, mientras que el San Juan y el Volcan de Colima han emitido grandes cantidades de pomez durante erupciones plinianas. El Sanganguey y el Volcan de Tequila pueden considerarse extintos, mientras que el San Juan y el Ceboruco estan en fase de reposo. El unico que sigue activo es el Volcan de Colima, caracterizado por la existencia de un tapon de lava en enfriamiento que obstruye el crater. Comparando la erupcion reciente que empezo en 1975 con la Ultima manifestacion historica, puede temerse la aparicion de nubes ardientes como **ocum o** en 1913. Las lavas de estos aparatos volcanicos son, en la mayoria de los casos, andesitas ricas en silice y **dacitas**; sin embargo, en algunos de ellos (Ceboruco, Tequila) se observan terminos riodaciticos y **rioliticos**. La evolucion quimica de estos volcanes es muy similar, agrupandose los puntos en una curva de evolucion tipicamente **calci-alcalina** (Figura 11).

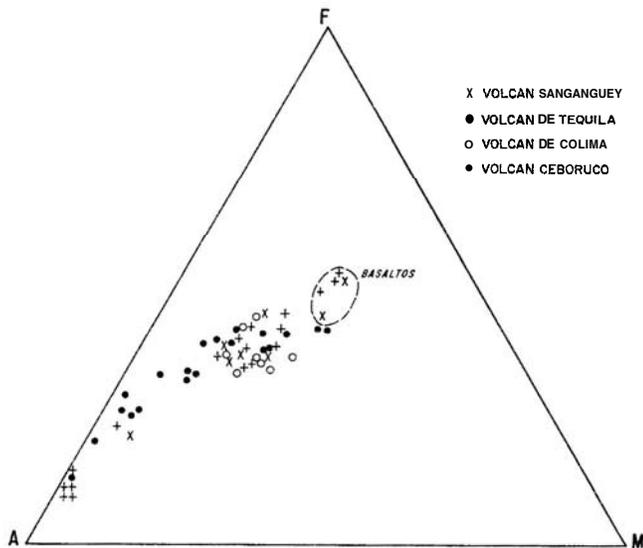


Figura 11.- Diagrama A.F.M. de las lavas de los principales volcanes de la parte occidental del Eje Neovolcánico.

Asociados con los volcanes principales siempre aparecen en las fosas tectonicas pequenos conos y derrames, alineados segun las direcciones tectonicas regionales, cuya composicion varia desde basaltos hasta **dacitas**. El caracter magmatico de los basaltos es bastante particular; no son basaltos calci-alcalinos (*high alumina basalts*), puesto que los valores en Al_2O_3 no son muy **elevados**, sino que son rocas saturadas o ligeramente sub-saturadas (con nefelina normativa) de caracter transicional (Demant et al., 1976), lo que se manifiesta tambien sobre el diagrama AFM (Figura 11). Tales basaltos pueden mezclarse con lavas mas diferenciadas, como se observa en el Volcan de Colima. Por su edad, las vulcanitas de las fosas tectonicas de Tepic-Chapala y de Colima si: relacionan con el Eje Neovolcanico, aunque existen varios elementos que denotan el caracter particular de esta region. Asi, las direcciones tectonicas NW-SE y N-S son muy diferentes de las NE-SW que prevalecen en el sector de Michoacan y en parte de los valles

de Toluca, Mexico y Puebla (Demant et al., 1976). Tales diferencias se explican por la posicion **geodinamica** diferente de este sector del Eje, relacionado con la **subduccion** de la Placa de Rivera, mientras que los demas volcanes del Eje Neovolcanico se ubicaron segun direcciones tectonicas inducidas por el desplazamiento relativo entre la Placa Norteamericana y la Caribena, y se deben al hundimiento de la Placa de Cocos (Demant, 1978).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Anderson, T. H., y Flett, J. S., 1903, Report on the eruptions of the **Soufrière** in St. Vincent, 1902, and on a visit to **Montagne Pelee** in **Martinique**: Royal Soc. London Philos. Trans., ser A, v. 200, p. 353-553.
- Davies, D. K., Quearry, M. W., y Bonis, S. B., 1978, **Glowing** avalanches from the 1974 eruption of **Volcano** de Fuego, Guatemala: **Geol. Soc. America Bull.**, v. 89, p. 369-384.
- Demant, Alain, 1978, El Eje Neovolcanico Transnortamericano: sus problemas de interpretacion: Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. **Geología**, Revista, v. 2, p. 172-187.
- Demant, Alain, Mauvois, Roger, y Silva-Mora, Luis, 1976, El Eje Neovolcanico: Acapulco (Mexico), Cong. **Latioamer. Geologia**, 3, Libroto-guia 4, 30 p.
- Demant, Alain, y Vincent, P. M., 1978, A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco; comentarios: Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geologia, Revista, v. 2, p. 218-222.
- Díaz, Severo, 1906, **Efemérides** del Volcan de Colima segun las observaciones practicadas en los observatorios de Zapotlan y Colima de 1893 a 1905: Mexico, D. F., Sria. de Fomento, 199 p.
- Friedländer, E., 1930, Ueber die mexikanischen **Vulkane** Pico de **Orizaba**, Cerro de Tequila und Colima: **Zeitschr. f. Vulkanologie**, Bd 13.
- Hay, R. L., 1959, Formation of the crystal rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B. W. I.: Jour. Geology, v. 67, p. 540-562.
- Iglesias, Manuel, Barcena, Mariano, y Matute, J. I., 1877, Informe sobre los temblores de Jalisco y la erupcion del Volcan **Ceboruco**: Ministerio de Fomento (Mexico), Anal., t. 1, p. 115-196.
- Lock, B. E., 1978, The ignimbrite **source** problem; significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit; comment and reply: Geology, v. 6, p. 260.
- Mahood, G. A., 1977, A preliminary report on the **comenditic** dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco: Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geologia, Revista, v. 1, p. 177-190.
- Moorbath, S. T., Thorpe, R. S., y Gibson, I. L., 1978, Strontium isotope **evidence** for petrogenesis of Mexican andesites: Nature, v. 271, p. 437-438.
- Moore, T. G., y Melson, W. G., 1969, Nuees ardents of the 1968 eruption of Mayon **Volcano**, Phillipines: Bull. Volcanol., v. 33, p. 600-620.
- Mooser, Federico, 1961, Los volcanes de Colima: Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geologia, Bol. 61, p. 49-71.
- 1968 (69), The Mexican volcanic belt - **structure** and development; formation of fractures by **differential** crustal heating: Mexico, D. F., Pan-Am. Symp. on the Upper Mantle (1968), pte. 2, p. 15-22.

- 1972, The Mexican volcanic belt; **structure and tectonics**: *Geofis. Intemal.*, v. 12, p. 55-70.
- Nelson, S. A., 1976, **Eruptive history of Volcan Ceboruco**, Nayarit, Mexico: *Geol. Soc. America, Abstracts with Programs*, v. 8, p. 1027 (resumen).
- Ordóñez, Ezequiel, 1897, **Les volcans Colima et Ceboruco**: *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate*, (Mexico), v. 11, p. 325-333.
- Sartorius, Charles, 1871, **Eruption of the Volcano of Colima in June 1869**: *Am. Jour. Sci. Arts*, ser. 3, v. II, p. 381 y Smithsonian **Institution Annual Report** for 1869, p. 422-423.
- Thorpe, R. S., y Francis, P. W., 1975, **Volcan Ceboruco - a major composite volcano of the Mexican volcanic belt**: *Bull. Volcanol.*, v. 39, p. 201-213.
- Thorpe, R. S., Gibson, I. L., y Vizcaino, J. S., 1977, **Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano**: *Nature*, v. 265, p. 724-725.
- Waitz, Paul, 1906, **Le Volcan de Colima**: Mexico, D. F., *Cong. Geol. Intemal.*, 10, *Guide des Excurs.* 13, 28 p.
- 1920, Nubes ardientes observadas en las erupciones del **Jorullo (1759)**, del **Ceboruco (1870)** y del Volcan de Colima (1913): *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate* (Mexico), v. 37, p. 267-277.
- 1935, Datos historicos y bibliograficos acerca del Volcan de Colima: *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate* (Mexico), v. 53, p. 349-384.
- Watkins, N. D., Gunn, B. M., Baksi, A. K., York, Derek, y Ade-Hall, James, 1971, **Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago volcanics, central Mexico**: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 82, p. 1955-1968.
- Wright, J. V., y Walker, G. P., 1977, **The ignimbrite source problem; significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit**: *Geology*, v. 5, p. 729-732.

APENDICE

Tabla 1 b

Localización de las muestras - Petrografía - Region de Tepic

Muestra	
650	Pómez emitidas por el Volcan San Juan. Cantera oeste del poblado de Jalisco (Nayarit). Dacita . Textura vitrea, aftrica . Fenocristales de plagioclasa, hornblenda verde, ortopiroxena y clinopiroxena. Matriz , vidrio de estructura pumítica .
289	Derrame del Volcan La Cebadilla, 2 km antes de San Blas, crucero con la carretera a Matanchen. Cantera. Andesita.
659	Volcan Sanganguey, fase I, flanco noroeste. Dacita . Textura microlítica, 20%o de fenocristales. Plagioclasa, hornblenda verde , ortopiroxena ocasionalmente en forma de agrupación P1 + Opx + Mt, clinopiroxena. Matriz microlítica con plagioclasas.
521	Sangangüey , fase II, derrame flanco sur. Andesita rica en silice . Textura microlítica, porfídica (50%o fenocristales). Asociación de cristales de plagioclasa, clinopiroxena, ortopiroxena, presentando en ocasiones aureola de clinopiroxena . Microlitos de P1 + Opx ; vidrio de color café claro, con pequeños granulos de magnetita.
525	Volcan Sanganguey, piton central, andesita rica en silice. Misma composición mineralógica que 521. Matriz finamente cristalizada , con plagioclasa, ortopiroxena y clinopiroxena , magnetita en finos granulos y tridimita intersticial .
524	Cono basáltico, flanco sureste del Sangangüey . Textura dolerítica . Plagioclasa, a veces de tamaño centimétrico.

Muestra	
653	Olivino, muchas veces iddingsitizado. La clinopiroxena engloba a los microlitos de plagioclasa. Derrame basáltico, flanco oeste del Sangangüey . Textura microlítica; plagioclasa casualmente de tamaño importante. El olivino es el mineral ferromagnesiano principal; matriz, microlitos de plagioclasa, olivino en pequeños cristales, clinopiroxena y magnetita.
657	Cerro Tepetitlic ; andesita, flanco norte, brecha a Tepetitlic , 1 km antes del pueblo. Textura microlítica, porfídica. Plagioclasa en grandes fenocristales, olivino con golfos de corrosión, ortopiroxena con aureola de clinopiroxena, clinopiroxena . Matriz P1 + Opx + vidrio café .

Tabla 11 b

Localización de las muestras - Petrografía - Volcan Ceboruco

Muestra	
279	Riolita del Cerro Los Ocotes, sur del Cerro Tepetitlic . Carretera de cuota a Compostela (Nayarit). Textura vitrea. Fenocristales de plagioclasa con zoneamiento muy desarrollado. Hornblenda verde, automorfa, formando a veces nódulos de textura granular con el P1 . Biotita también estable, a veces incluida en la hornblenda. Escasos cristales de ortopiroxena. Magnetita automorfa. Vidrio transparente, fisuras perlfíticas .
661	Derrame de dacita del Cerro Grande, norte del pueblo de Las Mesitas (Nayarit). Lava de textura afanítica. Plagioclasa en forma de gruesos microlitos, anfíbola completamente transformada en granulos de magnetita. Matriz con microlitos de plagioclasa y pequeños cristales de ortopiroxena , granulos de magnetita y vidrio transparente.
278	Derrame andesítico del Volcan Tezontle , carretera Chapalilla-Compostela (Nayarit). Textura microlítica fluidal, bastante pobre en fenocristales (15%o). Plagioclasa muy zoneada. Olivino en forma de pequeños cristales, asociado a veces con plagioclasa y magnetita en nodulos. Matriz con plagioclasa, microlitos de ortopiroxena, magnetita y vidrio café.
528	Derrame andesítico. Cerca de Milpillas Altas , carretera Chapalilla-Compostela . Textura microlítica fluidal, pobre en fenocristales (25%o). Plagioclasa en cristales alargados, olivino automorfo un poco iddingsitizado, clinopiroxena, muchas veces en nodulos. Matriz: microlitos de plagioclasa , olivino, clinopiroxenas y magnetita . Vidrio escaso y oscuro.
611	Derrame andesítico del volcán ubicado al este del Cerro Los Amates , brecha norte de Santa Isabel hasta Tequepexpan . Textura microlítica, pocos fenocristales , plagioclasa en cristales rectangulares, olivino de tamaño reducido, frecuente aureola de clinopiroxena. Matriz: microlitos de plagioclasa, clinopiroxena, ortopiroxena, olivino y magnetita .
331	Derrame andesítico del Volcan El Agujereado, carretera Ixtlán-Tepic . Textura microlítica, subofítica . Olivino ocasionalmente presente en grandes fenocristales pero corroído. Cristaliza también más tarde. Plagioclasa únicamente bajo la forma de grandes microlitos, clinopiroxena cristaliza y engloba la plagioclasa. Magnetita intersticial .
519	Fase I del Ceboruco. Flanco sureste. Camino a la estación de microondas. Andesita rica en silice . Textura microlítica porfídica (50%o). Plagioclasa mostrando inclusiones de vidrio en su red. ortopiroxena estable , a veces rodeada por clinopiroxena bastante escasa. Matriz: microlitos de plagioclasa , granulos de opacos y pequeños cristales de Opx + Cpx . Vidrio café claro.
602	Fase I del Ceboruco. Pared de la primera caldera. Camino a la estación de microondas Ceboruco. Andesita rica en silice. Textura microlítica porfídica (40%o). Plagioclasa en fenocristales, ortopiroxena en cristales gruesos, matriz formada por microlitos de plagioclasa, ortopiroxena, minerales opacos y vidrio café.
277	Fase II del Ceboruco. Derrame dacítico del sur, 2 km al oeste de Ahuacatlan. Textura microlítica, pobre en fenocristales . Plagioclasa: algunos grandes individuos, pero en

Muestra	Descripción	Muestra	Descripción
603	general de tamaño reducido. Ortopiroxena y clinopiroxena escasa. Magnetita redondeada. Matriz: microlitos de plagioclasa + Opx + Cpx. Vidrio café. Fase II del Ceboruco. Domo dacítico, flanco este, dentro de la primera caldera. Camino a la estación de microondas . Textura microlítica porfídica (40%/o). Plagioclasa en cristales importantes asociados en cumulats con ortopiroxena y clinopiroxena. Magnetita, Matriz: microlitos de plagioclasa, clinopiroxena, ortopiroxena rodeada frecuentemente por Opx . Vidrio intersticial.	634	en forma de grandes microlitos. Olivino en cristales rodeados por iddingsita. La matriz esta formada por gránulos de magnetita, clinopiroxena y olivino y plagioclasa intersticial . Basaltos de Santa Rosa. Derrame intermedio. Textura microlítica porfídica. Plagioclasa en cristales rectangulares y olivino de tamaño mediano. Matriz: microlitos de plagioclasa, olivino, clinopiroxena y magnetita en granulos.
610	Fase II del Ceboruco. Derrame dacítico, flanco noroeste del Ceboruco. Textura microlítica afanítica . Plagioclasa escasa en fenocristales; Homblenda verde rodeada de magnetita. Minerales opacos. Matriz: microlitos de plagioclasa opacos y vidrio intersticial.	624	Dacita . Mesa de San Martín de Canas. Textura vítrea afanítica . Unicos fenocristales, plagioclasa con inclusiones de vidrio. Ortopiroxena y clinopiroxena muy escasas. Matriz: vidrio café, con inclusiones de granulos de opacos, microlitos de plagioclasa .
276	Fase II del Ceboruco. Derrame de andesita rica en silice del Volcan El Molcajeté, flanco sureste. Textura microlítica , afanítica. Plagioclasa escasa, grandes cristales de Mt, fantasmas de anfíbola. Matriz: microlitos de plagioclasa, clinopiroxena. Vidrio de color café claro.	627	Obsidiana, 2 km al este de Tequila, carretera Guadalajara-Tequila (cerca del ferrocarril). Textura vítrea. Ningun cristal. Fluidéz de la lava marcada por cristallitos.
612	Fase II del Ceboruco. Textura microlítica afanítica . Plagioclasa escasa en fenocristales, hornblenda de color café, clinopiroxena y magnetita. Matriz: microlitos de P1 , granulos de opacos.	619	Obsidiana. Frente del derrame del Cerro Los Saavcdra. Textura vítrea. Algunos cristales de plagioclasa.
518	Fase II , Sistema adventicio sur. Pómez de caída libre, flanco sureste del Ceboruco. Textura pumítica. Pocos fenocristales. Plagioclasa sobre todo, escasa ortopiroxena.	275	Obsidiana. Margen de un derrame, 6 km antes de Magdalena, carretera Guadalajara-Tepic. Textura vítrea. Pequeños cristallitos.
609	Fase II , Sistema adventicio, sur del Ceboruco. Domo riolítico del Cerro El Pochoteco. Textura vítrea. Ningun fenocristal. Vidrio recristalizado.	633	Obsidiana. Frente de un derrame, 2 km al sureste de Guevara y 5 km de Magdalena. Textura vítrea . Algunos fenocristales de sanidino . Se formaron esferulitas de recristalización del vidrio utilizando estos cristales como nucleo, clinopiroxena presente, pero no del tipo aegirina.
662	Fase III del Ceboruco. Frente del derrame andesítico noroeste, este de Tetidán . Textura microlítica, porfídica (50%/o). Plagioclasa de tamaño importante. Ortopiroxena de forma rectangular, ehopiroxena menos abundante, magnetita. Matriz: plagioclasa en microlitos gruesos, ortopiroxena , magnetita y vidrio café.	630	Obsidiana. Frente de un derrame. Lugar conocido como Huitzilapa , 7 km al WSW de Tequila. Textura vítrea perfectamente afanítica.
520	Fase III del Ceboruco . Derrame cerca de la estación de microondas. Andesita rica en SiO₂ . Textura microlítica, porfídica, plagioclasa, formando muchas veces cumulats , clinopiroxena zoneada, ortopiroxena y magnetita. Matriz: microlitos de plagioclasa, cristales de tamaño muy reducido de Opx + Cpx y vidrio café claro intersticial.	625	Volcan de Tequii. Andesita rica en SiO₂ , camino a la estación de microondas. Km 16, altura 2,700 m. Textura microlítica afanítica. Plagioclasa y clinopiroxena, solo fenocristales. Matriz: microlitos de plagioclasa, ortopiroxena, granulos de opacos. Poco vidrio.
M42	Fase III , Muestra 909. Domo riodacítico, adentro de la segunda caldera. Textura microlítica, porfídica. Plagioclasa en grandes cristales zoneada, chopiroxena y ortopiroxena rodeadas con minerales opacos. Matriz: microlitos de P1 + Opx + Cpx + Mt y vidrio color café.	506	Volcan de Tequila. Andesita rica en SiO₂ . Camino a la estación de microondas. Km 13 , altura 2,350 m. Textura microlítica, afanítica. Plagioclasa + ortopiroxena + clinopiroxena . Mismos minerales en la matriz, asociados con magnetita y vidrio intersticial.
608	Fase III del Ceboruco. Pequeño derrame riodacítico, proveniente de un cono escoriáceo, dentro de la segunda caldera. Textura microlítica, poco porfídica. La plagioclasa es la mas abundante. Clinopiroxena con magnetita, frecuentemente asociada, ortopiroxena mas escasa y magnetita. Matriz: microlitos de plagioclasa, opacos, clinopiroxena , vidrio intersticial.	508	Volcan de Tequila. Estación de microondas norte. Altura 2,800 m. Dacita . Textura microlítica afanítica. Plagioclasa , ortopiroxena y clinopiroxena. Escasos xenolitos de cuarzo rodeados por clinopiroxena. En la matriz P1 + Opx, granulos de opacos y vidrio café.
517	Fase III del Ceboruco. Derrame dacítico. Frente del derrame, cerca de la carretera Ixtlan-Tepic. Textura microlítica afanítica (10%/o). Plagioclasa de forma rectangular, zoneada, clinopiroxena + magnetita en pequeños cristales, ortopiroxena. Matriz: microlitos de plagioclasa y vidrio café.	50G	Piton central del Volcan de Tequila. Dacita . Textura microlítica afanítica. Ortopiroxena mineral mas frecuente, clinopiroxena y plagioclasa tambien. Matriz finamente cristalizada, con microlitos de plagioclasa Cpx + Opx + Mt, material intersticial, feldespatos y tridimita.
604	Fase III del Ceboruco. Derrame dacítico. Zona de donde partió el derrame, bien canalizado. Textura muy similar a 608.	638	Derrame andesítico, rico en silice . Sistema adventicio sur del Volcan de Tequii. Cerca de La Estanzuela, carretera a Ahaululco de Mercado. Textura microlítica afanítica. Algunos fenocristales de ortopiroxena y escasos de plagioclasa. Matriz: microlitos de plagioclasa, cristales de Opx + Cpx, pequeños opacos y vidrio café.
M40	Muestra 220. Fase III del Ceboruco. Derrame de 1870 . Andesita rica en SiO₂ . Malpaís , carretera Ixtlan-Tepic. Textura microlítica, poco porfídica (25%/o). Plagioclasa, ortopiroxena mas clinopiroxena. Cristales escasos de hornblenda . Matriz: microlitos de plagioclasa + Cpx + vidrio.	635	Pequeño volcan adventicio de Tequila, norte del Refugio. Andesita rica en SiO₂ . Textura microlítica porfídica. Plagioclasa , clinopiroxena y ortopiroxena, las tres formando frecuentemente aglomerados. Escasos cristales de anfíbola con aureola de magnetita. Matriz: microlitos de plagioclasa + Cpx + Opx + opacos + tridimita.
		636	Derrame norte del Cerro Las Garzas . Lugar Mesa de Piedras. Dacita . Textura microlítica porfídica . Plagioclasa, clinopiroxena, ortopiroxena y hornblenda café . Aglomerados P1 + Opx + Cpx. Matriz: microlitos de plagioclasa, opacos y vidrio transparente.
		620	Derrame basáltico, cerca de Santa Teresa. Textura microlítica , afanítica. Algunos fenocristales de plagioclasa y olivino iddingsitizado. Matriz: microlitos gruesos de plagioclasa , clinopiroxena, magnetita, vidrio café.
		621	Derrame andesítico de Guevara. Textura microlítica afanítica. Plagioclasa y olivino en fenocristales. Escasos xenolitos de cuarzo. Matriz: microlitos de plagioclasa, olivino, clinopiroxena, magnetita y un poco de vidrio.
		618	Derrame andesítico de Amatitlan.

Tabla III b

Localización de las muestras - Petrografía - Región de Tequii

Muestra	Descripción
496	Basaltos de la mesa de Santa Rosa. Camino a la Presa Santa Rosa. Derrame superior. Textura dolerítica. Plagioclasa

Tabla IV b

Localización de las muestras -Petrografía - Region de Colima		Muestra
Muestra		Cpx + opacos.
558	Flanco norte del Nevado de Colima. Camino a Venustiano Carranza. Andesita rica en SiO₂ . Textura microiitica porfidica (30%/o) . Fenocristales de hornblenda café rodeados por magnetita. Algunos cristales de clinopiroxena. Matriz: microlitos de plagioclasa y vidrio con numerosos granulos de opacos.	615 Dique, pared norte de la caldera, lugar conocido como La Playa., Andesita rica en SiO₂ . Textura microlitica porfidica . Plagioclasa en grandes cristales. hornblenda verde sin aureola de Mt, ortopiroxena y clinopiroxena. Aglomerados P1 + Cpx + Opx. Matriz: microlitos de P1 + opacos + vidrio.
559	Flanco noroeste del Nevado de Colima, Cerro La Malograda. Textura microlítica porfidica (30%/o). Plagioclasa muy frecuente en fenocristales. Ortopiroxena y clinopiroxena presentes. Hornblenda café , generalmente transformada en asociacion Mt + Cpx + P1 . Presencia tambien de grandes cristales de olivino, rodeado por Cpx + P1 . Matriz: microlitos de plagioclasa, opacos. vidrio.	617 Derrame norte del volcancito (1869). Andesita rica en SiO₂ . Textura microlitica porfidica. Plagioclasa, hornblenda café , rodeada por magnetita, ortopiroxena con magnetita asociada, clinopiroxena. Matriz: microlitos de plagioclasa, magnetita en gránulos , ortopiroxena, vidrio café .
549	Antiguo Volcan de Colima. Flanco norte. 1 km antes de llegar a la caldera. Andesita rica en SiO₂ . Textura microlítica porfidica. Plagioclasa abundante, clinopiroxena + ortopiroxena . Hornblenda café, completamente transformada en asociacion Cpx + P1 . Magnetita automorfa. Matriz: microlitos de P1 + Opx + Cpx + Mt .	551 Derrame de 1961 del Volcan de Colima. 616 Derrame de 1975 del Volcan de Colima. Textura microlítica porfidica . Plagioclasa, clinopiroxena, ortopiroxena. Hornblenda completamente transformada en una asociacion P1 + Opx + Mt. Matriz: microlitos de plagioclasa, granulos de opacos y vidrio café.
550	Derrame andesítico (60%/o SiO₂) formando la pared norte de la caldera del antiguo Volcan de Colima Textura microiitica , porfidica. Plagioclasa principalmente, clinopiroxena zoneada y con macla en reloj de arena, ortopiroxena. Relictos de cristales de olivino. Matriz: asociacion P 1 +	561 Volcan La Erita, flanco oeste del Nevado, depresion del Río Armería . Textura porfidica. Grandes fenocristales de plagioclasa + olivino + clinopiroxena + magnetita. Matriz: pequenos cristales de P1 + Cpx + Opx + opacos + un poco de vidrio. 547 Volcán Apaxtepec, noreste del Nevado de Colima. Textura microlitica bastante porfidica. Grandes fenocristales de O1 + Cpx de forma alargada+opacos. Matriz finamente cristalizada P1 + Cpx + opacos. Biotita y feldespatos alcalinos intersticiales .