



SUMARIO

		Págs.
Richard Weyl:	<i>Las Tobas Fundidas de la Cadena Costera</i>	1
Sharat K. Roy:	<i>Estado Actual de los Volcanes de Centro América</i>	21
— — — — :	<i>Re=Estudio de la Erupción del Volcán El Boquerón en 1917, El Salvador, Centro América</i>	25
Willi H. Grebe:	<i>La Cueva de Nanarita en El Salvador (Centroamérica)</i>	33
Adolf Meyer-Abich:	<i>La Entrevista de las Ciencias con las Humanidades en el Conocimiento Científico Actual</i>	37



LAS TOBAS FUNDIDAS DE LA CADENA COSTERA

Richard Weyl

Universidad de Kiel, Alemania

DC 551.21

CONTENIDO

- I. Introducción**
- II. La Geología y Morfología de la Cadena Costera**
- III. Tobas fundidas y ardidas de la cadena volcánica circumpacífica**
- IV. Las tobas fundidas de El Salvador**
 - 1. Las rocas de la región de Comalapa**
 - 2. Las rocas de la región de Zaragoza**
 - 3. La composición química de las tobas fundidas**
 - 4. Génesis de las tobas fundidas de El Salvador**
- V. Resumen**
- VI. Literatura**

I. Introducción

Durante la excursión a la Cadena Costera en El Salvador encontré en la carretera a Zacatecoluca ciertas rocas vítreas obsidianíferas que por su estructura me eran desconocidas. Después el Dr. MEYER-ABICH me informó sobre la presencia de rocas semejantes en la carretera a La Libertad. Ambas regiones fueron estudiadas sin conocer las condiciones posibles de la formación de estas rocas y sin conocer tampoco los numerosos depósitos similares en otras regiones volcánicas en especial las de la Cadena Volcánica Circumpacífica. Luego se levantó un mapa de las regiones predominantemente a base de las fotos aéreas. Tanto el examen microscópico como el estudio de la literatura se efectuaron posteriormente, de modo que una serie de problemas que de esto resultaban quedaron sin solución porque no se pudo volver a visitar el terreno después.

El Prof. Dr. H. WILLIAMS Barkeley fué quien primero me indicó las observaciones y publicaciones efectuadas en otros lugares, que fueron decisivas para la interpretación de estas rocas, lo que quisiera agradecerle particularmente. A él y a los señores Prof. GILBERT, Dr. MacGREGOR y Prof. Dr. WESTERVELD agradezco que me facilitaron sus trabajos, igualmente al Dr. G. P. R. MARTIN sus valiosas indicaciones y el suministro de literatura sobre la materia. Gracias a la amable mediación del Dr. HENTSCHELS pudo realizarse un análisis de rocas en el laboratorio del "Hessisches Landesamt für Bodenforschung" en Wiesbaden; otros análisis se llevaron a cabo en el Instituto de Química Inorgánica de la Universidad de Kiel. En el primer estudio introductivo (WEYL 1953) había agradecido ya a las instituciones que facilitaron la realización de mi viaje y repito aquí mi agradecimiento.

II. Geología y Morfología de la Cadena Costera

Entre la cadena volcánica principal de El Salvador, con los volcanes de San Salvador—Boquerón—Ilopango y la Costa del Pacífico, se extiende en dirección este-oeste de la Cadena Costera. *) STIRTON & GEALEY (1949) han delineado los rasgos esenciales de su formación geológica, aunque todavía no tenemos conocimientos detallados de esta montaña. En WILLIAMS & MEYER-ABICH (1953) se encuentran algunos datos adicionales.

La parte occidental de la Cadena Costera se levanta en forma relativamente inclinada de la cuenca de Zapotitán, ubicada al norte de ella, y alcanza una elevación relativa de unos 1000 mts. (fig. 1). Estudiando las fotos aéreas de esta zona por medio de un estereoscopio, se reconoce una serie de escalones pronunciados del terreno que deben interpretarse como escalones de falla con rumbo predominante E-O. En la parte mediana de la Cadena su escalón fallado septentrional es menos pronunciado por estar en su mayor parte cubierto por los depósitos volcánicos jóvenes del volcán de San Salvador. Sin embargo, entre la ciudad de Santa Tecla y los suburbios occidentales de la capital San Salvador, el escalón se distingue claramente. Más al oriente en fin, el borde sur del Lago de Ilopango puede interpretarse también como un escalón fallado, aunque puede haber sido modificado por procesos volcánico-tectónicos. Mayores detalles sobre este sistema de fallas que se extiende tanto hacia el occidente como al oriente fueron descritos por MEYER-ABICH (1952) y WILLIAMS & MEYER-ABICH (1953). Ellos lo consideran un graben tectónico que se extiende paralelo a la Costa del Pacífico y lo denominan "Graben de Olo-mega-Ilopango-Zapotitán". Como en lo siguiente trataré particularmente la parte media de este graben lo llamaré "Graben de Ilopango". Los numerosos

terremotos que aquí se manifiestan, permiten reconocer que la actividad volcánica continúa todavía.

A lo largo de la falla principal que limita la Cadena Costera en el norte, ésta tiene el carácter de una montaña

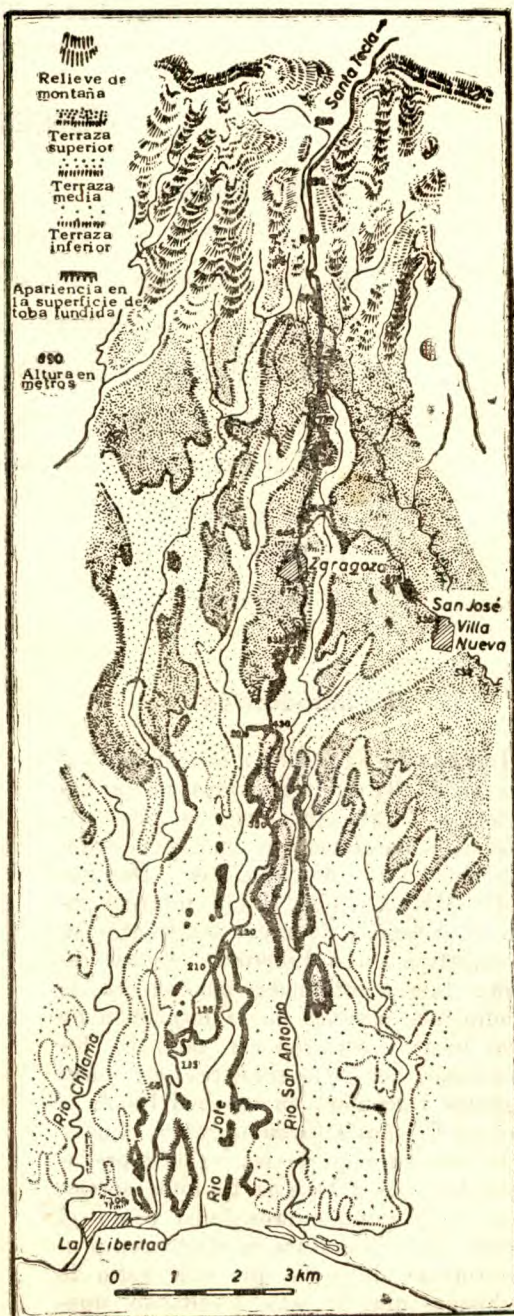


Figura No. 1.

*) Compárese el resumen topográfico-geológico de El Salvador en WEYL (1953), donde se ha indicado en la fig. 1, la situación de la Cadena Costera llamada también Cordillera del Balamo o Cumbre.

media, frecuentemente cortada, con una cresta relativamente estrecha de 1000 - 1300 mts. de altura, interrumpida por unas pocas depresiones. Hacia el sur, esta montaña se transforma, en ciertas partes bruscamente, en otras partes sin límite pronunciado, en un relieve llano algo ondulado, suavemente inclinado hacia el sur, entrecortado por numero-

sos ríos consecuentes paralelos. El relieve llano comienza en el norte a 500-800 mts. s.n.m. y descende en forma de meseta inclinada hasta alcanzar casi el nivel del mar en el sur. Mientras que al occidente del puerto La Libertad la montaña se extiende hasta la propia línea costera, se intercala al oriente del puerto una planicie aluvial entre la

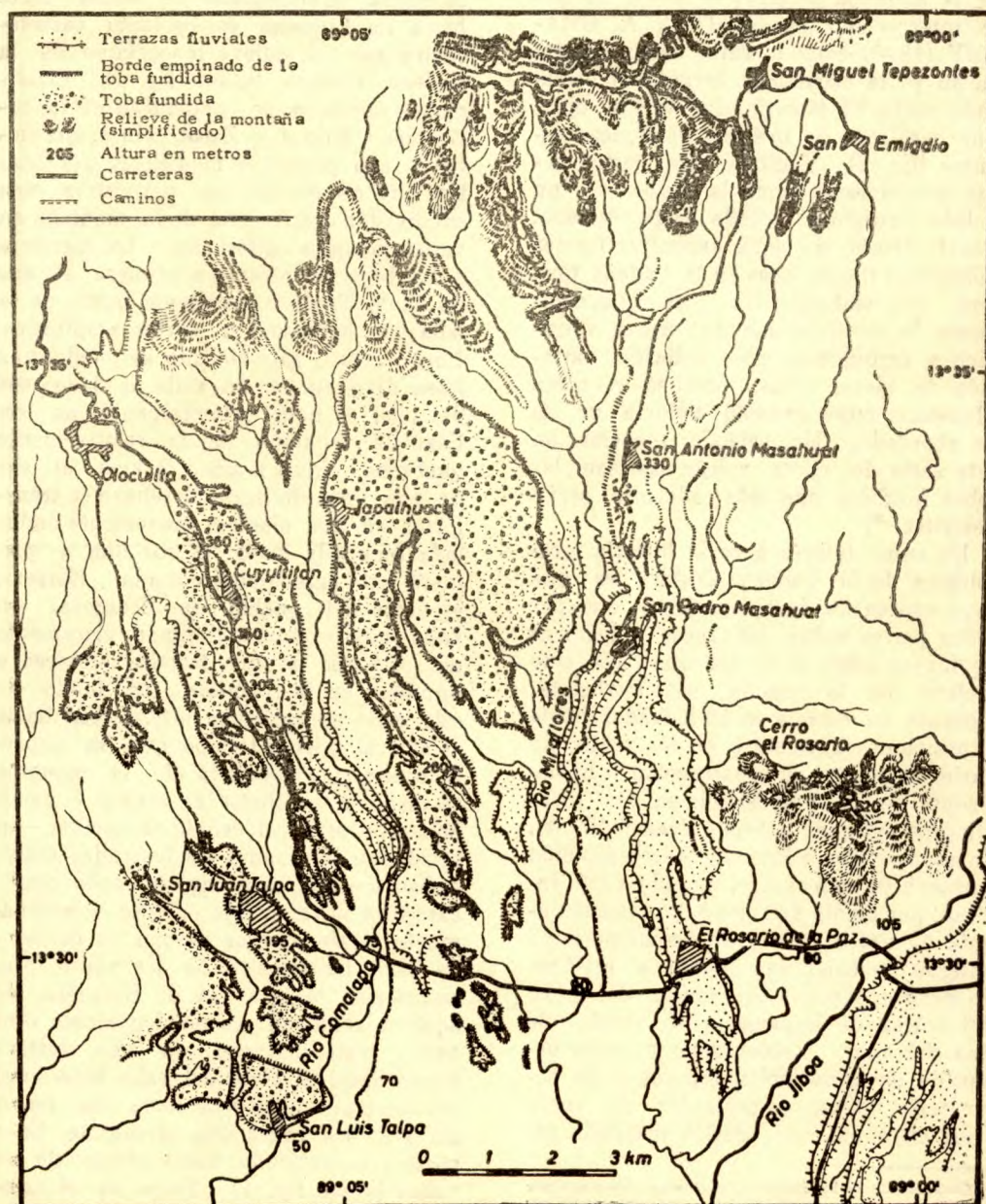


Fig. 2.

Cadena Costera y la costa, que se ensancha más y más hacia el este. Aquí los estratos de la montaña desaparecen bajo la capa superficial de depósitos aluviales. En resumen, la Cadena Costera se comprende como un bloque de falla levantado en el norte e inclinándose hacia el sur (fig. 1).

En la ondulada superficie occidental de la montaña se eleva el Mojón de Izoite, interpretado por STIRTON & GEALEY (1949) como la ruina de un volcán; en su parte oriental se levanta el destacado cerro El Rosario con varios picos que consisten de brechas volcánicas oscuras (fig. 2). También este cerro podrá considerarse como la ruina de un volcán extinguido desde largo tiempo. Por lo demás, no pude encontrar formas volcánicas inequívocas en la Cadena Costera. Sin embargo, las rocas que componen la montaña son de origen volcánico y demuestran una colorida variación de lavas, tobas, brechas y rocas filoneas cuyo examen todavía no se ha abordado. Un eslabón especial en esta serie de rocas volcánicas son las tobas fundidas que más adelante serán descritas. *)

De sumo interés para la historia morfológica de la Cadena Costera es una capa espesa de descomposición que por todas partes cubre las rocas volcánicas de mayor edad, a no ser que haya sido víctima de la erosión posteriormente. Durante mi estadía en El Salvador había exposiciones excelentes en los cortes de varias carreteras en construcción. El horizonte de descomposición en las rocas efusivas antiguas a veces alcanzó 10 mts. de espesor; los colores de descomposición variaban de café oscuro, morado a rojo intenso; por medio de estos colores se distinguía bien el horizonte de descomposición antiguo de color amarillento a grisáceo de cenizas jóvenes originarias del techo del volcán de Ilopango y el volcán de San Salvador. Evidentemente estas capas de descomposición espesas y de color rojo intenso representan un *suelo fósil* cuyo examen edáfico detallado se-

ría de sumo interés para la historia climatólogica del país. Según mi parecer, la formación de esta capa de descomposición espesa está estrechamente relacionada con la formación de la superficie ondulada que *actualmente* está siendo cortada por la erosión, debido a levantamientos jóvenes.

El perfil morfológico a lo largo de la carretera pavimentada de Santa Tecla hacia La Libertad es bastante característica para el relieve topográfico de la Cadena Costera (véase fig. 1). Condiciones similares se encuentran en las carreteras a Toluca y Zacatecoluca, sin embargo con pequeñas modificaciones locales, que un día tal vez permitirán una subdivisión transversal de la montaña en varios bloques diferentes. La carretera a La Libertad atraviesa primero al sur de Santa Tecla la pendiente norte de la falla con barrancos y cortes empinados. Luego cruza, casi sin que se sienta, una línea divisoria en un valle al lado sur del cual se nota primeramente un relieve de montaña media relativamente quebrada. Pero a unos 2 kms. al sur de esta línea divisoria el relieve se transforma en una planicie suavemente ondulada inclinada hacia el sur que a primera vista parece poco cortada. Empero, al norte del pueblo de Zaragoza, un valle más profundo, limitado claramente por el borde de una terraza, empieza a hundirse en la planicie. El fondo de este valle se ensancha más y más hacia el sur, al mismo tiempo que la superficie superior ondulada de la montaña se disgrega en filetes de mayor o menor anchura; esta superficie se inclina —al igual que los fondos de los valles entrecortados— hacia el sur, de modo que la carretera pavimentada pierde continuamente altura a pesar de que no descien- de hasta las terrazas de los valles inferiores sino hasta al sur de Zaragoza. De aquí se repite el mismo fenómeno: otro borde bien marcado de una terraza decae hacia el nivel del valle inferior al primero; por último se nota un tercer nivel en los valles que desde la línea costera se extiende hacia adentro de los valles (véase fig. 1). Tanto en el campo como en las fotos aéreas pude distinguir en total 4 terrazas que todas se

*) Otro estudio se ha dedicado a diversas lavas que por su riqueza en fragmentos incluidos de rocas plutónicas nos dan indicaciones sobre la naturaleza del subsuelo y que por su separación laminar ofrecen notables texturas fluidales.

inclinan al sur de modo aparentemente idéntico; cada una queda separada de la otra por un escalón bien marcado en el declive. Estos escalones en el declive se notan también en los lechos de los ríos; el escalón inferior se distingue especialmente por paredones hasta de 100 mts. de altura y cataratas.

Estas condiciones morfológicas podrán interpretarse de la manera siguiente: La montaña ha sido levantada intensamente en el norte a lo largo de fracturas jóvenes, en parte todavía activas y sufre aquí los efectos de una extensa erosión. La planicie troncada que estaba al sur de la montaña fué levantada por las fallas indicadas de modo que desde entonces la erosión renovada pudo atacarla. La subdivisión de los valles en tramos bien definidos por los paredones y la de

las pendientes por los escalones de terrazas indican que hubo varios levantamientos repentinos entre los cuales había intervalos de calma.

Siguiendo la teoría de WILLIAMS & MEYER-ABICH (1953) o sea que el levantamiento está relacionado con las fallas en el Graben de Olomega-Ilopango-Zapotitán, las fases de hundimiento en el graben deberían armonizar con las fases representadas por la serie de terrazas. WILLIAMS & MEYER-ABICH pudieron demostrar que el desarrollo del Graben de Ilopango se produjo en tres fases de hundimiento con intervalos de sedimentación volcánica. A éstas corresponderían exactamente las tres fases de levantamiento que se diferencian en la serie de las terrazas, de manera que se podría derivar la siguiente coordinación:

Graben de Ilopango

Cadena Costera

- | | | |
|----|--|--|
| 1. | Formación de la llanura y de capas espesas rojas de descomposición | |
| 2. | 1. hundimiento del graben | 1 levantamiento, formación del escalón superior |
| 3. | sedimento volcánico más antiguo | formación de la terraza superior |
| 4. | 2. hundimiento del graben | 2. levantamiento, formación del escalón medio |
| 5. | sedimento volcánico más joven | formación de la terraza media |
| 6. | 3. hundimiento del graben | 3. levantamiento, formación del escalón inferior |
| 7. | lava más reciente | formación de los fondos de los valles más recientes e inferiores |

Las épocas de las diferentes fases no pueden ser precisadas todavía; WILLIAMS & MEYER-ABICH suponen que el primer hundimiento tuvo lugar a fines del Plioceno, época con la cual concordaría el estado de conservación de la terraza superior.

En la región de Comalapa pudo diferenciarse debajo de la terraza superior solo una terraza bien marcada, de modo que se presentan allá solamente dos fases de levantamiento. Esto tal vez puede interpretarse como que algunas partes de la Cadena Costera reaccionaron

en forma diferentemente pronunciada sobre los movimientos en el graben.

Dentro de la pendiente sur de la Cadena Costera dos regiones llaman la atención por sus formas particulares de paisaje. Una de ellas se extiende a lo largo de la carretera a Zacatecoluca entre Cuyultitán y Comalapa y hacia el este del pueblo de Tapalhuaca (fig. 2). La denominaremos a continuación simplemente como Región de Comalapa. La otra región se encuentra junto a la carretera a La Libertad, entre Zaragoza y la costa; a ésta la denominaremos la Re-

gión de Zaragoza. Mientras que en otras partes la superficie es ligeramente ondulada y las faldas forman los ángulos corrientes de 20-25°, encontramos en las regiones citadas mesetas llanas pronunciadas que declinan en los valles incisorios en forma de peñas muy empinadas, en parte casi verticales. Las diferencias en el relieve son tan pronunciadas que se pudo levantar un mapa a base de las fotos aéreas sin mayores dificultades, demostrando luego, al analizar el terreno, exactitud en todos los casos. El estudio de las demás fotos aéreas permite excluir con mayor seguridad que existen otras regiones más de tal tipo en las partes de la Cadena Costera que no pude visitar personalmente.

En la región de Comalapa la meseta descende unos 400 mts. de altitud en el norte hasta unos 60 mts. en el sur, disgregándose en restos de erosión cada vez más pequeños hasta sumergirse bajo los sedimentos jóvenes sueltos de la llanura costera. A lo largo de la carretera a La Libertad la meseta se ha destruido ya mucho más y aquí se destacan restos de erosión en forma de bastión cuyas superficies planas se inclinan hacia el sur. El paisaje tan particular de ambas regiones se origina en tobas, que están bastante bien expuestas en las peñas y en las incisiones de la carretera.

Como las publicaciones que tratan de tobas fundidas muchas veces son muy difícilmente accesibles, daremos antes de describir los yacimientos salvadoreños, un resumen general de los demás yacimientos conocidos. Lamentablemente no pudimos lograr un resumen completo, porque cierto número de publicaciones ha sido inasequible, pero creemos tener conocimiento de los resultados de los trabajos más importantes. *)

III. Tobas fundidas y ardidadas de la Cadena Volcánica Circumpacífica

IDDINGS (1899, pág. 404-406) describió en su clásica monografía de las rocas volcánicas de Yellowstone National Park rocas riolíticas de pómez, cuya

estructura particular indicaba una afirmación y una fundición posterior de las partículas vítreas. Como lugar de formación de tales rocas se pensó en la superficie de corrientes de lava muy calientes.

30 años más tarde MARSHALL (1935) en el norte de Nueva Zelandia, y MANSFIELD & ROSS (1935) en U.S.A. reconocieron que rocas muy semejantes a las mencionadas no pueden ser expulsadas ni como tobas simples ni como corrientes de lava, sino deben su formación a nubes ardientes. A tal interpretación fueron inducidos por los numerosos trabajos de FENNER sobre los sedimentos de toba en el Valle de los 10.000 Vapores en Alaska, que fueron depositadas por nubes ardientes o corrientes de toba muy calientes, respectivamente, durante la gran erupción de Katmai en el año 1912. MARSHALL designó las rocas descritas por él con el nombre de "Ignimbrit", mientras MANSFIELD & ROSS hablaron de "welded tuffs".

Después de la publicación de estos trabajos se describió una numerosa cantidad de sedimentos semejantes de todas las regiones de la Cadena Volcánica Circumpacífica. En el cuadro 1 figuran los yacimientos de los cuales tengo noticia dentro de las posibilidades que me brindaba una literatura en parte de muy difícil acceso. Este cuadro 1 fué inspirado por uno parecido de WESTERVELD (1952). Los vacíos se deben por un lado, a la inaccesibilidad de los trabajos originarios y por otro a que los datos respectivos no se hallaban en las publicaciones.

Las regiones de nubes ardientes más detalladamente estudiadas son las de las Indias Occidentales, con el Monte Pelée y el Soufrière (erupciones 1902, 1929-32) y la región del Katmai en Alaska (erupción 1912). Las diferentes clases de erupción de nubes ardientes y sus sedimentaciones llevaron a vivas discusiones y diversos intentos de clasificación. El último, libremente *) reproducido en el cuadro 2, fué presentado por MacGREGOR (1952).

*) Me es grato expresar en esta ocasión mis agradecimientos a los Institutos Geológicos de las Universidades de Heidelberg y Bonn por su amable ayuda al facilitar la literatura el respecto.

*) La traducción sigue por lo general a la reseña de G.P.R. MARTÍN en el Zbl. Geol. I, 1953, pág. 47-48.

Cuadro 1.

Resumen de los yacimientos de tobas fundidas.

Región	Superficie Espesor Cantidad	Tipo Carácter de los magmas	Edad	Autor
Región de Taupo-Rotorua, Nueva Zelândia	$\pm$ 25 900 km ² 18—152 m $\pm$ 8.340 km ³	Riolítico	Plioceno- Pleistoceno	MARSHALL 1935
Queensland, Australia	$\pm$ 790 km ² 61—152 m 47—118 km ³	Riolítico	Triácico	RICHARDS & BRYAN 1933
Meseta de Pasoemah, Sur de Sumatra	$\pm$ 2 500 km ² $\pm$ 50 m $\pm$ 120 km ³	Riolítico	Pleistoceno	WESTERVELD 1942
Región del Lago de Toba, Norte de Sumatra	$\pm$ 25 000 km ² 50—600 m $\pm$ 2 000 km ³	Riolítico	Pleistoceno	WESTERVELD 1947
Aira-Caldera, Kyusyu, Japón	$\pm$ 1.650 km ² $\pm$ 100 m $\pm$ 165 km ³			WILLIAMS 1940/41
Primorje del Sur, Siberia	— 200—500 m	Dacítico	Terciario Inferior	FAWORSKAJA 1949, 1950
Katmai, Alaska	$\pm$ 137 km ² 3—61 m $\pm$ 4,17 km ³	Riolítico	Reciente	FENNER 1923—1950
Montes Adel, Montana USA	— 1,5—2,0 m —	Traquítico-basáltico	Cretáceo	BARKSDALE 1951
Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming, USA	— — —	Riolítico	Pleistoceno	IDDINGS 1899, FENNER 1937
Snake River Idaho, USA	$\pm$ 13.000 km ² 6,1—15,2 m 80—200 km ³	Riolítico	Pleistoceno	MANSFIELD & ROSS 1935
Iron Spring Distr. Utah, USA			Terciario Inferior	MACKIN & NELSON 1950
Bare Mts. Nevada, USA		Riolítico		FEITLER 1940
Región del Mono-Lake California USA	$\pm$ 1.100 km ² 122—152 m $\pm$ 146 km ³	Riolítico	Pleistoceno	GILBERT 1938
Crater Lake Oregón USA,	— 6—17 m	Dacítico	Pleistoceno	WILLIAMS 1942
Región de Comalapa El Salvador	$\pm$ 75 km ² $\pm$ 100 m 7—10 km ³	Riodacítico	Plioceno Posterior	
Región de Zaragoza, El Salvador	$\pm$ 35 km ² 30—100 m 2—3 km ³	Dacítico	Plioceno Posterior	
Meseta Central Costa Rica	250—300 km ² 10—120 m $\pm$ 8 km ³	Cuarzo-latítico	Pleistoceno	WILLIAMS 1952
Sur del Perú	Mucho más de 1.100 km ² 250—500 m muy grande	Riolítico- sódico-riolítico	Pleistoceno Inferior	FENNER 1948
Lake-district Inglaterra		Riolítico		MARSHALL 1935

Otros yacimientos sobre los cuales no pude encontrar datos más exactos, son mencionados por ROSS (1949) de México, por WILKINSON (1950) de los E.U.A. y de SOLOVJEV (1950) de URSS. Además el Prof. WESTERVELD me comunicó amablemente la existencia de tobas fundidas en la Meseta de Armenia. El hace constar que la clasificación de las nubes ardientes no sirve para la subdivisión litológica de sus sedimentos, ya que también otros tipos de erupciones forman sedimentos semejantes.

LACROIX (1930) diferenció por eso sedimentos de nubes ardientes del tipo Pelée (acumulación desordenada sin ninguna separación y con bloques de tamaño enorme), sedimentos de nubes ardientes del tipo Soufrière (breccias no estratificadas, en que predominan arena y cenizas, sin bloques de tamaño considerable) y sedimentos de nubes ardientes del tipo Katmai, cuya descripción se hará más abajo. MacGREGOR (1946) indicó en un breve apunte que las nubes ardientes del tipo indo-occidental sedimentaban masas desordenadas, sueltas de rocas volcánicas muy gruesas y finas, pero nunca producían "Ignimbrit", como MARSHALL (1935) y otros describieron.

FENNER (1948) observó además que los sedimentos de las nubes ardientes de la India Occidental no presentan ni endurecimiento ni cristalización, diferenciándose en esto de sedimentos semejantes en otras regiones. Al mismo tiempo indicó que el endurecimiento puede realizarse o por fusión de partículas vítreas, formándose entonces una especie de rocas obsidianas, las ignimbritas de MARSHALL, o por una cristalización del vidrio de origen neumatolítico. Para estas rocas FENNER propuso el nombre "Sillar", basándose en su estudio de tales rocas en el Perú y usando la denominación popular que se aplica a rocas de esta clase en la región de Arequipa.

Para llegar a una clasificación y denominación de los sedimentos de las nubes ardientes a base de las descripciones solamente, me parece lo más conveniente diferenciarlos según las características que se deben al tipo de erupción, a la temperatura de formación, a transformaciones endógenas y al endurecimiento causado por éstas dejando al lado posibles transformaciones diagenéticas posteriores. A consecuencia ponemos a discusión la denominación y clasificación siguiente:

Toba ardida: producto volcánico, que debe su formación a la erupción de nubes ardientes volcánicas.

- a) Toba ardida, suelta, no estratificada, sin fusión o cristalización de los componentes (tipo Pelée y Soufrière) = toba ardida suelta
- b) Toba ardida endurecida por cristalización endógena de origen neumatolítico (tipo "Sillar") = toba cristalizada
- c) Toba ardida endurecida por fusión de los componentes vítreos (tipo welded tuffs) = toba fundida.

Esta serie incluye también todas las gradaciones imaginables. El tipo de toba ardida que en cada caso se forma depende de las condiciones durante la sedimentación y del tipo de erupción, que a su vez está relacionado en cierta manera con la composición química del magma expulsado, sus condiciones de temperatura y presión y el estado de cristalización. Esta dependencia se refleja en los diversos ensayos de clasificar las nubes ardientes. El más completo de estos ensayos, el de MacGREGOR (1952)

se reproduce en el cuadro 2, incluyendo el tipo de toba ardida que normalmente está sedimentada. Refiriéndose al cuadro 1 se puede decir, que estos procesos por lo general pueden ser coordinados con ciertos magmas y solamente en pocos casos se observa una excepción.

MOORE (1934) resumió los rasgos esenciales de las tobas ardidas sueltas que en parte concuerdan con los rasgos de tobas fundidas y cristalizadas y son los siguientes:

1. Separación escasa y falta de relación entre la distribución de los granos y el lugar de origen.
2. Falta de estratificación y de orden de las partículas.
3. Material magmático homogéneo (solamente en ciertos casos).
4. Dispersión del material sobre pendientes, colinas y valles.
5. Mayor expansión que sedimentos de avalanchas ardientes.
6. Limitado a regiones pequeñas que son mucho más reducidas que las aéreas de dispersión de materiales transportados por aire, de cantidades más o menos idénticas.

Según FENNER (1948) y MacGREGOR (1946) habría que añadir:

7. Falta de endurecimiento del material.

Las tobas fundidas y cristalizadas están tan estrechamente relacionadas y tan concordantes en la mayoría de sus características que se puede tratarlas simultáneamente, denominándolas brevemente tobas fundidas. Unas de sus características se apuntan en el cuadro 1 donde tampoco se hace diferencia alguna entre ambos tipos.

1) Formas del terreno: Las tobas fundidas forman extensas capas llanas, capaces de esconder un relieve preexistente. Mesetas de líneas predominantemente horizontales determinan el aspecto del paisaje. La superficie de las mesetas sufre una inclinación de solamente pocos grados (2-3). Cuando la erosión ha avanzado quedan restos de las mesetas en forma de bastión. La erosión penetra las mesetas de tobas fundidas con pendientes empinadas como peñas y con quebradas estrechas, de modo que se originan formas parecidas a las de los paisajes del loess. Las formaciones verticales se deben a la gran resistencia de las tobas fundidas —aun cuando son poco endurecidas— y a su agrietamiento pronunciado.

2) Agrietamiento: En casi todos los yacimientos se describen grietas verticales regulares que frecuentemente están ordenadas en columnas poligonales. Se atribuyen a la contracción del material todavía caliente después de su endurecimiento.

3) Estratificación: No existe; a lo sumo se diferencian varias tobas fundi-

das superpuestas que forman zonas, a veces también distinguibles por diferentes colores.

4) Textura: Se hallan tobas fundidas cuyos componentes están mezclados sin ningún orden, pero predominan aquellas con una disposición paralela marcada tanto de las partículas macroscópicamente visibles, como de las partículas vítreas microscópicas. La textura paralela se atribuye a la afirmación y al prensado bajo el peso del mismo material, que después de la sedimentación queda todavía plástico ("collaps" según autores ingleses). Esta textura paralela se consideraba antes equivocadamente a menudo como fajas fluidas de lavas. Pero de éstas se distingue muy claramente por la composición de la pasta de trocitos de vidrio sueltos.

5) Contenido de material: La pasta se compone de trocitos de vidrio, más o menos estirados y aplastados. Burbujas gaseosas antiguas aparecen alargadas y dobladas; los trozos de vidrio se arquean en torno de las incrustaciones y cristales; todo yace en una pasta de polvo vítreo finísimo que se distingue de los trozos de vidrio por su granulación y opacidad. En esta pasta, incluyendo el polvo y los trozos vítreos, descansan además: a) Intrusiones minerales, que según el yacimiento y tipo de magma pueden ser cuarzo, plagioclasas, sanidina, piroxenas, anfíbolos, biotita, minerales en bruto y accesorios. b) Fragmentos de obsidiana y de piedra pómez, que

Ensayo de una clasificación de fenómenos volcánicos que producen avalanchas ardientes o corrientes de tobas (según MacGREGOR)

FORMA DE ERUPCION	MAGMA ANDESITICO O DACITICO		MAGMA RIOLITICO	
	Tipo de la erupción de las nubes ardientes	Características de las nubes ardientes	Tipo de la erupción de la corriente de tobas	Características de la corriente de tobas ardientes
Deslizamiento lateral en las faldas abiertas de una cúpula de lava expelida por el cráter ("Tholoid")	Avalancha a causa de la desintegración de una cúpula de lava ("Merapi lateral desintegration type")	Escape de los gases a través de los poros de los bloques (Toba ardida suelta)	---	---
Descongestión lateral débilmente explosiva en las faldas abiertas de una cúpula de lava expelida por el cráter	Desprendimiento de una avalancha desde una cúpula de lava (Pelée discharged lateral type)	Transporte de bloques grandes, gases escapan de las brechas. Formación de una corriente de bloques y cenizas; preferentemente bloques pequeños al fin de la explosión. (toba ardida suelta)	---	---
Descongestión fuertemente explosiva en las faldas abiertas de una cúpula de lava expelida por el cráter	Avalancha dirigida desde la cúpula de lava (Pelée directed lateral type)	Transporte de bloques grandes. Escape de gases desde la brecha fresca. (Toba ardida suelta)	---	---
Descongestión explosiva vertical desde la cúpula de lava de una chimenea obstruida por un tapón de magma (Tholoid)	Nubes ardientes expelidas primero verticalmente desde la cúpula de lava (Pelée vertical type)	Transporte de bloques grandes se hace más raro. Escape de gases de la brecha fresca. (Toba ardida suelta)	---	---
Descongestión explosiva vertical a través de una chimenea abierta sin cúpula de lava	Nubes ardientes expelidas primero verticalmente desde el cráter (St. Vincent vertical type)	No hay bloques grandes. Escape de gases desde la brecha fresca. (Toba ardida suelta)	Corriente de tobas expelida primero verticalmente desde un cráter. (Mount Katmai tuff-flow type)	Casi siempre toba de pómez de granos finos, productora de gases. (Toba cristalizada o fundida)
Descongestión explosiva vertical a través de una boca baja de chimenea en el inicio de una cuenca, y posiblemente a través de grietas vecinas	---	---	Corriente de tobas expelida primero verticalmente a través de un cráter pequeño y posiblemente grietas vecinas. (Novarupta tuff-flow type)	Casi siempre toba de pómez de granos finos productora de gases. Sedimentación limitada a valles. (Toba cristalizada o fundida)
Descongestión explosiva vertical a través de numerosas grietas	---	---	Corriente de tobas expelida primero verticalmente a través de numerosas grietas. (Concealed fissure-orifice type)	Casi siempre toba de pómez de granos finos, productora de gases, que cubre las grietas. (Toba cristalizada o fundida)

se encuentran finamente estriadas en las tobas fundidas de textura paralela. c) Rocas extrañas, recogidas de la antigua superficie terrestre o del canal de erupción.

6) Colores: Los colores más citados son: gris, blanco, rosado, amarillento. Los colores rojos se atribuyen a efectos termales y secreciones de óxido de hierro, posteriores.

7) Densidad: La densidad de las tobas fundidas varía sumamente entre 1,30 y 2,40. Las variedades de mayor densidad se encuentran generalmente en la base del yacimiento, las menos densas cerca de la superficie. El aumento de la densidad hacia la base se debe al peso del material superpuesto. En algunos yacimientos la densidad se aminora hacia el lecho, a lo cual nos referimos al tratar las tobas fundidas salvadoreñas.

8) Distribución de granos: Según los datos existentes no hay ninguna separación de granos en las tobas fundidas.

9) Neumatolisis y desvitrificación: Ambos fenómenos están estrechamente relacionados ya que la cristalización de las tobas vítreas está al menos favoreci-

da, sino aún producida por efectos neumatolíticos. La cristalización de los componentes vítreos causa la formación de tridimita y feldespatos alcalinos (sandina, albita). La tridimita puede estar concentrada en el interior de los trozos desvitrificados mientras los feldespatos forman coronas filamentosas marginales que o se limitan al trozo vítreo correspondiente o se extienden en su derredor con texturas esferolíticas. Las diferentes posiciones de los productos de la cristalización y las diversas fases de desvitrificación pueden llevar a una gran variedad de tipos de rocas. (Una Tipología detallada se halla en MARSHALL, 1935).

10) Composición química: La gran mayoría de las tobas fundidas descritas hasta ahora pertenece a magmas ríditicos ácidos. Pero también se encuentran tobas fundidas más alcalinas (véase cuadro 1) que aparentemente desempeñan un papel importante en Sumatra, según amable comunicación escrita del Prof. WESTERVELD.

11) Características que distinguen las tobas fundidas de lavas y de tobas transportadas por aire. Los rasgos que las diferencian de las lavas son:

Superficie casi horizontal del yacimiento.

No se han formado escorias.

Falta de conos volcánicos como lugar de origen (en la mayoría de los casos).

Composición de partículas vítreas aisladas posteriormente, más o menos fundidas.

Se diferencian de las tobas transportadas por aire por:

Dispersión sobre el terreno, siguiendo la forma topográfica como si fueran líquidos.

Falta de separación de los granos, según la distancia del lugar de origen.

Agrietamiento (columnas de contracción) y textura paralela de los componentes todavía plásticos durante la sedimentación.

Falta de estratificación verdadera.

12) Formación: Todos aquellos que se han dedicado al estudio de las tobas fundidas concuerdan en que su formación es parecida a la de las tobas en el Valle de los 10.000 Vapores. Solo GRANGE (1937) contradijo la interpretación de MARSHALL (1935), mantenien-

do la opinión que las tobas fundidas neozelandesas eran lavas partidas y nuevamente fundidas después de un endurecimiento parcial.

La propiamente formación de las tobas en el Valle de los 10.000 Vapores no se ha observado. Pero los minucio-

Los estudios de FENNER han logrado hacer muy probable el siguiente modo de formación: El magma se derramó en forma de una corriente de toba caliente, rica en gases ("incandescent tuff-flow"), que descendió bajo pérdida de gases, en forma de nubes ardientes y después de su sedimentación todavía quedó tan caliente y rica en gases que las distintas partículas se fundieron y la pérdida posterior de gases pudo originar un efecto neumatolítico. En este caso no es de mayor importancia para la formación de las tobas fundidas si la erupción se realizó a través de grietas o de los centros eruptivos del Katmai y del Novarupta.

IV. Las Tobs Fundidas de El Salvador

Las particularidades del relieve dejan distinguir dos regiones de tobas fundidas dentro de la Cadena Costera, pero al mismo tiempo hacen poco probable que existan otras regiones más, por lo menos ninguna de mayor extensión. Como ambas regiones ofrecen ciertas diferencias petrográficas, serán tratadas por separado.

1. Las rocas de la región de Comalapa

El yacimiento de tobas fundidas de Comalapa se halla debajo de una capa de varios metros de espesor de tobas de pómez blanca, la denominada "Tierra Blanca", que ha sido expulsada del Lago de Ilopango (WILLIAMS & MEYER-ABICH 1953). Esta capa casi ya no existe en las peñas que se encuentran entre la meseta de pómez y los valles, de modo que en este lugar la toba fundida está expuesta. En el mapa (fig. 2) se ha dejado aparte la capa de pómez.

El yacimiento abarca una región de aproximadamente 12 kms. de norte a sur y de 6-7 kms. de este a oeste, o sea un área total de 75 kms². sin tomar en cuenta el efecto de erosión de los ríos incisorios en la meseta de pómez. El espesor alcanza por lo menos 100 mts., de modo que se podrá contar con una masa total de pómez de 7-10 kms³.

Las formas que la toba da al paisaje ya se describieron al principio. Las partes superiores de la propia roca son vitrosas y duras, hasta quebradizas; la roca del lecho es tierrosa y espesa, pero sumamente estable, aunque se puede elaborarla fácilmente con un cuchillo. Por lo general la roca está surcada por grietas empinadas que favorecen la formación de cantos escarpados. No he podido observar columnas de contracción como fueron descritas en otras tobas fundidas. Las grietas cortan, en cambio, la roca sin relación a su composición, formando superficies grandes y planas que en parte están pulidas de manera que se puede deducir un origen tectónico de las grietas. Su frecuente aparición en dirección este-oeste y norte-sur hace suponer una relación con el levantamiento y el despedazamiento de la Cadena Costera cerca del Graben de Ilopango con dirección este-oeste. Mayores disturbios serían visibles en la superficie de la meseta de tobas fundidas, en cambio, solamente se deben presumir en el borde norte pronunciadamente estirado del resto de erosión de San Luis Talpa.

No se observa estratificación, pero se nota una textura paralela muy marcada sobre todo en las partes superiores. Esta es producida por la posición paralela de numerosos fragmentos planos de obsidiana, haciendo suponer a primera vista que se trata de una lava de textura fluída, solidificada de manera vitrosa (véase foto 4). La textura paralela desaparece más y más hacia abajo, hasta que en fin quedan tobas en forma de brechas sin textura regular. La transición es lenta, produciéndose a la vez un cambio de color, una disminución del peso específico y una alteración de la estructura microscópica.

Mientras que las partes superiores de la toba fundida son de color gris y los fragmentos de obsidiana resaltan en un tono negro-vitroso, hacia la base, el color se torna gris rojizo y rosado opaco y también los fragmentos de obsidiana pierden su color negro en favor de un tono rojo pálido. A primera vista tuve la opinión que el color rojo fuera un

resultado de la descomposición, pero del estudio de una superficie pulimentada resultó que las rocas rojas no han sufrido ninguna descomposición y que deben su color rojo a un espolvoreo intenso por hematites. Tefidos de hematites semejantes fueron descritos en numerosas tobas fundidas y se interpretan como

mineralización neumatolítica, lo que se puede suponer también en el caso de las rocas salvadoreñas.

El cambio del peso específico se evidencia en una serie de muestras tomadas a lo largo de la carretera a Comalapa cerca del km. 30:

Muestra	125 a	d = 2,03	Techo
	125 b	d = 1,86	
	125 c	d = 1,76	
	125 d	d = 1,64	
	125 e	d = 1,40	
	125 f	d = 1,28	Lecho

La disminución del peso específico está en contradicción con las observaciones de MARSHALL (1935) y GILBERT (1938), quienes pudieron comprobar una disminución de la densidad desde el lecho hacia el techo, correspondiente a la menor afirmación de las tobas. Más adelante daremos la interpretación de este fenómeno.

Microscópicamente se puedan diferenciar en las tobas fundidas las siguientes partes constitutivas (foto 4):

1. Pasta fundamental
2. Trozos de obsidiana
3. Inclusiones de roca
4. Intrusiones pequeñas (se observan bajo lupa)

El estudio de una superficie pulimentada confirma ya con aumento moderado este diagnóstico (foto 5) y deja resaltar mucho más las intrusiones. La propia pasta fundamental se subdivide cada vez más a mayor aumento.

La pasta fundamental se compone de trozos de vidrio que yacen en una substancia intermediaria de vidrio con aspecto de granulación finísima. Ambos componentes se distinguen por la refracción de la luz que en los trozos de vidrio se halla entre 1,495 y 1,500, y en la sub-

tancia intermediaria alcanza $1,505 \pm 0,003$. Los trozos de vidrio son claros y transparentes, tienen a menudo un núcleo parduzco con un valor de refracción algo más alto y un borde incoloro. La substancia intermediaria aparece algo opaca y está como cubierta de un polvo fino. Bajo luz proyectada desde arriba la substancia intermediaria de las tobas rojizas brilla con un color rojo intenso mientras que los trozos de vidrio quedan oscuros. La substancia intermediaria parece estar compuesta de partículas vitrosas finísimas que volvieron a fundirse y fueron cubiertas por polvo de hematites, mientras que los propios trozos de vidrio no contienen granos perceptibles de minerales. Llama la atención la falta de productos de desvitrificación, nombrados en relación con casi todas las demás tobas fundidas. Se encontraron solamente unos pocos productos de desvitrificación como inclusiones claramente limitadas.

La forma y la posición de los trozos de vidrio son sumamente importantes respecto a la estructura de las rocas. En las tobas irregulares de densidad y resistencia reducidas, éstos se hallan puestos irregularmente y contienen vesículas redondas llenas de polvo vitroso fundido (foto 6). En las rocas de textura paralela microscópicamente visible,

pero todavía no muy marcada, los trozos se hallan en cierto modo ordenados; y en las rocas con textura paralela bien desarrollada los trozos vitrosos también yacen en la pasta en conformidad a esta textura (foto 7). Esta posición ordenada se puede reducir a la afirmación de las partículas vitrosas todavía plásticas después de su sedimentación, aplastándose las diferentes partículas y achatando las vesículas contenidas en ellas. Con esta afirmación ("collaps" de los tratados ingleses) coincidió la fundición de las partículas sueltas, por lo cual, en el caso extremo, las rocas pueden adquirir el aspecto de rocas efusivas vítreas. Las partículas de vidrio se estrecharon contra cuerpos sólidos que no sufrieron afirmación, de manera que se formó una estructura, que antes erróneamente se había interpretado como textura de origen fluido. (fotos 8-10).

Los fragmentos de obsidiana muestran sus características colas vítreas estiradas que, contrario a la pasta fundamental, no están compuestas de trozos. Un polvoreo más o menos denso de granitos finísimos de mineral no produce el color negro o rojo, respectivamente, de la obsidiada. Obsidiana de tobas fundidas muy rojas, que microscópicamente en ninguna manera parece vitrosa, resulta bajo el microscopio completamente isotropa. Su índice de refracción se halla como el de los trozos de vidrio entre 1,495 y 1,500. También los fragmentos de obsidiana están claramente aplanados (fotos 4 y 5) y paralelamente ordenados. De vez en cuando se puede observar cristales de feldespatos incrustados en la obsidiana (foto 8), lo que indica que durante la afirmación de las tobas, la obsidiana todavía era plástica y capaz de ser afectada por aplastamiento y en consecuencia por ordenación.

Entre las intrusiones minerales predomina sobre todo la plagioclasea con un contenido de An del 35-45%. Los cristales son idiomorfos, a menudo de una zonación marcada y en el borde dejan ver muchas veces una corrosión magmática. (fotos 9 y 10). No es raro que estén partidos, terminando con bordes ligeramente ondulados, siendo desplazados

los distintos fragmentos. Junto a la plagioclasea se encuentran cantidades menores de piroxena rómbica y monoclina, magnetita y muy raras veces cuarzo. Todas las intrusiones son frescas, también en las tobas de color rojo intenso. De vez en cuando las piroxenas muestran formas de corrosión, las llamadas "crestas de gallo", que posiblemente representan formas de corrosión magmática en el sentido de VAN RUMMELEN (1948). Pero también es posible que se trate de granos sueltos tomados de la antigua superficie terrestre, de modo que no se puede dar una interpretación definitiva.

Las inclusiones de rocas extrañas son sin excepción rocas efusivas basálticas y andesíticas. La mayoría está bien redondeada y considerablemente descompuesta, por lo cual se diferencian claramente del material fresco de la toba tanto en piezas brutas como en pulimentadas. Evidentemente se trata de piezas de roca que las corrientes de toba levantaron de la superficie terrestre en su camino y que entonces fueron mezclados con el material volcánico. En los bordes de las intrusiones de rocas extrañas no se ha podido constatar efectos de contacto.

2. Las rocas de la Región de Zaragoza

El segundo yacimiento de tobas fundidas se extiende desde el norte de la villa de Zaragoza a 605 m. de altitud hasta la costa cerca de La Libertad (fig. 1). Las tobas fundidas están expuestas con sus peñas características en una zona de 3 kms. de ancho y 12 kms. de largo que se extiende en dirección de norte a sur a ambos lados de la carretera. En total cubrían una región de por lo menos 35 kms², pero hoy existen solamente unos restos de erosión, cuyos límites se pudo trazar en el mapa según las fotos aéreas y observaciones en el campo. El espesor varía extremadamente, porque las tobas cubren un relieve muy pronunciado, que en algunas partes se reconoce todavía. Cerca de Zaragoza y San José Villa Nueva el espesor tiene no más de 30 mts., pues es reducido, pero

hacia el sur aumenta alcanzando 100 mts. cerca de La Libertad. Por eso es muy difícil calcular la cantidad del material expulsado, que probablemente es de 2-3 kms³.

El aspecto microscópico de estas tobas fundidas es semejante al de las tobas de Comalapa. También aquí se hallan en el techo rocas vitrosas muy densas de una textura paralela muy pronunciada, que se hace ver ante todo por los fragmentos de obsidiana mayores del tamaño de una mano. Hacia el lecho se convierten sin límite pronunciado en tobas rocosas menos densas, que carecen de una marcada textura paralela. El peso específico disminuye de 1.89 a 1.21. Pero aquí falta, contrario a la región de Comalapa, el cambio de color; toda la serie es de un tono gris oscuro.

El contenido de material es análogo al de las tobas de Comalapa. Los trozos de vidrio de la pasta fundamental son de color pardo y tienen un índice de refracción de 1,520—1,525 (foto 11). Son más pequeños que los trozos en las rocas de Comalapa, pero demuestran el mismo aplanamiento y se pegan igualmente a intrusiones e inclusiones. Yacen en una pasta fundamental vitrosa de granos finísimos, que a la luz incidente muestra un color pardo mientras los trozos de vidrio quedan oscuros.

Plagioclasa de un contenido de An del 45-55% predomina entre las intrusiones. Presenta los mismos fenómenos de absorción y de protoclasa que en la región de Comalapa, e igualmente está ordenado con su eje longitudinal conforme a la textura paralela. Piroxenas romboidales y monoclinas y magnetitas se encuentran en cantidades más grandes que en las tobas de Comalapa. El contenido en minerales y el índice de refracción del vidrio indican en general una pasta originaria algo más alcalina, lo cual confirma el análisis químico (véase pág. 15).

Los fragmentos de obsidiana negra, ocasionalmente rellenos por intrusiones diminutas, muestran al pulirlos un color pardo. Están estrechamente enca-

jados en la pasta fundamental y encorvadas en torno a los fragmentos de rocas extrañas, lo que indica una estructura plástica durante la sedimentación de las tobas. El índice de refracción se halla igual al de los trozos de vidrio de la pasta entre 1,520 y 1,525. Las inclusiones de rocas anexas están muy descompuestas y no dejan ver reacciones algunas con el material circundante.

Una roca divergente de las tobas fundidas habituales, pero en cierto sentido muy semejante, se encontró cerca de la carretera a San José Villa Nueva, poco antes de llegar al pueblo, representado por numerosas piedras sueltas grandes. Se diferencia de las tobas más densas ya por su peso específico de 2,75. Microscópicamente parece estar compuesto por obsidiana granulosa negra y grandes cantidades de inclusiones de rocas extrañas grises. Ambos componentes se hallan ordenados paralelamente en capas claramente diferenciadas. Bajo el microscopio se reconoce una pasta fundamental vitrosa parda con una textura fluida marcada, pero sin los trozos de las tobas fundidas. En el vidrio yacen numerosas intrusiones diminutas. Su índice de refracción es de $1,527 \pm 0,002$. Entre las inclusiones se encuentra plagioclasa con el 45-55% de An, angita diopsídica, hiperstena y magnetita. Además hay una gran cantidad de inclusiones de rocas extrañas de unos mm de diámetro, considerablemente descompuestas, lo que las diferencia de las demás rocas frescas (foto 12). Estas observaciones indican una verdadera lava vitrosa, rica en inclusiones de rocas extrañas, que en sus características petrográficas se asemeja mucho a las tobas fundidas. Más adelante habrá que tratar la importancia de estas rocas.

3. La composición química de las tobas fundidas

La composición química de las tobas fundidas resulta de dos análisis, que se realizaron por cortesía del Hessisches Geologisches Landesamt en Wiesbaden y del Instituto de Química Inorgánica de la

Universidad de Kiel. Estos análisis demuestran una diferencia bastante grande del contenido SiO_2 de las tobas, notable ya en la composición mineral, y el in-

dice de refracción de los vidrios. Las rocas de la Región de Zaragoza son por lo tanto más alcalinas que aquellas de la región de Comalapa:

	Roca 141 Comalapa	Roca 173 Zaragoza
Contenido en SiO_2 según análisis	70,3 %	63,25 %
Contenido en An de las plagioclasas.....	35-45 %	45-60 %
Índice de refracción del vidrio	1,495-1,500	1,520-1,525

Ambas rocas tienen una cifra elevada de cuarzo (véase el cuadro de los valores de Niggli), que se deberá atribuir al elevado contenido de SiO_2 de los vidrios, ya que carecen completamente de

cuarzo libre. Confrontando el índice de refracción de los vidrios con los datos correspondientes para contenidos de SiO_2 según GEORGE (1924) y SALMI (1941) resultan las relaciones siguientes:

	Índice de refracción	Análisis	Contenido de SiO_2 según	
			SALMI	GEORGE
Roca 141	1,495—1,500	70,3	73	74
Roca 173	1,520—1,525	63,25	60	63

Según lo anterior el componente de SiO_2 en el vidrio de la roca 141 podría ser efectivamente unos pocos por cientos superior a aquello de la roca entera, mientras los valores para la roca 173 no indican eso.

No es posible una subordinación definitiva bajo determinados tipos de magma en el sentido de NIGGLI, lo que tampoco es de esperar, puesto que forzosamente han tenido que entrar en la substancia de análisis pequeñas cantidades de rocas extrañas. Pero de todos modos, los valores de NIGGLI hacen reconocer el carácter pacífico de las rocas e incorporar las tobas de Comalapa al grupo de las magmas trondjemitas, las de Zaragoza en el grupo de las magmas granodioritas hasta cuarzodioritas. Una determinación del índice de álcalis y cal según PEACOCK (1931), realizado a base de análisis mencionados anteriormente y de los análisis de las cenizas del volcán de Izalco, publicados por

DEGENER (1932), dió el valor de 59, que concuerda bastante con el de las rocas fusivas de Nicaragua (véase BURRI & SONDER 1936). Para una discusión más detallada de las relaciones de parentesco de los productos volcánicos salvadoreños faltan todavía bastantes datos. Solo se puede comprobar que los componentes de las tobas fundidas muestran un parecido considerable con las tobas de pómez del Graben de Ilopango, según se desprende de los pocos análisis efectuados. Ambas contrastan con las expulsiones alcalinas de los demás volcanes, donde predominan basaltos y andesitas alcalinas.

Expulsadas en forma de lava, las magmas de las tobas fundidas salvadoreñas hubieran dado origen a riódacitas o dacitas, de modo que el carácter químico cuadra absolutamente dentro de los demás yacimientos de tobas fundidas, según lo indica el resumen de la pág. 17.

Cuadro 3.

Análisis de rocas efusivas jóvenes de El Salvador.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	70,8	63,25	64,0	69,60	50,5	51,62
TiO ₂	0,3	0,42	1,7	n. b.	1,0	1,13
Al ₂ O ₃	14,1	14,95	17,7	18,95	16,5	19,01
Fe ₂ O ₃	1,65	3,25	2,0	1,85	3,7	2,42
FeO	0,65	2,18	1,55		6,4	7,80
MnO	0,2	0,03	0,16	n. b.	0,15	0,38
MgO	0,25	1,06	0,8	0,90	4,1	4,74
CaO	2,5	3,16	4,6	3,05	10,0	9,35
Na ₂ O	2,6	3,09	4,0	2,90	3,15	3,32
K ₂ O	3,6	3,65	1,4	2,00	1,4	0,81
P ₂ O ₅	0,1	0,19	0,17	0,04	0,12	0,09
H ₂ O+	2,5	3,75	2,1	n. b.	0,25	0,00
H ₂ O-	0,45	0,31	0,3	n. b.	0,15	0,09
Suma	99,70	99,29	99,08	99,29	98,42	100,76

Valores de Niggli

si	390	272	262	130	127
ti	1,2	1,4	5,2	1,9	2,1
p	0,23	0,35	1,2	1,3	0,9
al	46	38	43	25	28
fm	13	25	17	37	38
c	15	14	20	28	25
alk	26	23	20	10	9
k	0,47	0,44	0,19	0,19	0,14
mg	0,15	0,26	0,29	0,42	0,47
qz	+186	+80	+82	-10	-9

1. Toba fundida, Comalapa, roca No.-141. Anál. Inst. Quím. Inorg. Kiel.
2. Toba fundida, Carretera a La Libertad, cerca de la finca Los Angeles. Roca No. 173. Anál. Dr. Pfeffer, Wiesbaden.
3. Pómez blanco de la Tierra Blanca. San Salvador, Instituto Tropical. Anál. Inst. Quím. Inorg. Kiel.
4. Pómez de la Tierra Blanca, San Salvador. Según LAHUEL (1944).
5. Basalto. Cráter del Boquerón en 1470 mts de altitud. Anál. Inst. Quím. Inorg. Kiel.
6. Ceniza de Basalto. Izalco. Según DEGER (1932).

4. Génesis de las tobas fundidas de El Salvador

Las tobas fundidas salvadoreñas se parecen tan perfectamente a las de las otras regiones, que no se puede dudar acerca de su formación idéntica de corrientes de tobas.

WILLIAMS & MEYER-ABICH (1953) mencionan brevemente las tobas fundidas en su descripción del Lago de Ilopango y suponen que el lugar de erupción de las corrientes de tobas sean grietas, formadas en dirección paralela a la Cadena Costera durante la primera fase de hundimiento, que hubieran dado origen a las corrientes de tobas. El único vestigio seguro de un canal de erupciones representan las rocas de San José Villa Nueva (véase pág. 13) que están compuestas de una lava muy semejante a las tobas y que podría ser quizá la última expulsión de uno de los canales afluentes. No obstante la interpretación de WILLIAMS & MEYER-ABICH tiene mucha probabilidad.

Se informa que de la mayoría de las tobas fundidas no se puede averiguar determinados lugares de expulsión, que el material ha sido más bien expulsado a través de grietas cubiertas ahora por su propio material expulsado. Eso se puede decir también de las tobas fundidas salvadoreñas. Además puede tenerse por muy probable que al comienzo de la formación de las fallas en el Graben de Ilopango fueron activadas al mismo tiempo fallas en la pendiente sur de la Cadena Costera en la fase de levantamiento, que podrían ser consideradas como canales de expulsión. Con este supuesto concordaría también la época de la expulsión.

La época puede calcularse solamente por las relaciones de las tobas fundidas con la historia de formación de la Cadena Costera (véase párrafo 1). Las mesetas de tobas fundidas forman la llanura superior de la pendiente sur de la Cadena, en que están entalladas las terrazas inferiores sin relación a las rocas. Además falta en la superficie de las tobas fundidas la capa espesa de descom-

posición, que en otras partes cubre las rocas fusivas de la Cadena Costera; y finalmente la meseta de tobas de Comalapa está cubierta por Tierra Blanca que fué expulsada del Graben de Ilopango. De ahí se deduce:

- 1) la erupción de tobas fundidas tuvo lugar antes de la expulsión de la Tierra Blanca.
- 2) tuvo lugar antes de comenzar el levantamiento de la Cadena Costera y la activación de la erosión.
- 3) tuvo lugar después de la formación de la llanura truncada y de la capa espesa de descomposición que la cubre.

En consecuencia la época de expulsión puede ser indicada fácilmente para el tiempo de la primera fase de hundimiento del Graben de Ilopango, tal como lo han hecho sin más comprobaciones WILLIAMS & MEYER-ABICH (1953). Por tanto la expulsión de las tobas fundidas está supuesto de haber tenido lugar en el Plioceno Superior.

Tomando finalmente en cuenta la semejanza química de los productos ácidos expulsados del Graben de Ilopango y de las tobas fundidas, habría gran probabilidad de un nexo causal con la actividad tectónica y volcánica en la zona de fallas del Graben de Olomega-Ilopango-Zapotitán.

Una particularidad de las tobas fundidas salvadoreñas es el hecho de que las rocas más fundidas y aplanadas se encuentran en el techo, mientras que las tobas que siguen debajo muestran a un lado las características de tobas ardidas pero al otro lado no han sufrido ninguna afirmación y fundición de escala considerable. Según datos de WILLIAMS (1952) parece existir un fenómeno semejante en la Meseta Central de Costa Rica, mientras que habitualmente las partes inferiores de las tobas son las más fundidas y afirmadas (MARSHALL 1935, GILBERT 1938). La única explicación que me parece aceptable para eso es la siguiente: Las nubes ardientes expulsadas primeramente llevaron todavía material a una tem-

peratura relativamente baja, que ya no era suficiente plástico para una afirmación y fundición. Solo las erupciones posteriores arrojaron materiales cada vez más calientes, aptos para una fundición, recibiendo probablemente calor desde abajo y sufriendo un enfriamiento menos rápido por la intervención de los productos expulsados anteriormente y su liberación de gases.

V. Resumen

La Cadena Costera de la República de El Salvador, Centroamérica, representa un bloque de la corteza terrestre que se inclina hacia el sur y se levanta en el norte con un sistema de fallas. Está compuesta por rocas volcánicas, pero el paisaje conserva muy poco de las características de regiones de ese tipo. Una planicie truncada poco ondulada cubre la montaña que lleva capas espesas rojas de descomposición. La planicie está cortada por numerosos valles claramente escalonados, que dejan reconocer las distintas fases del levantamiento de la montaña actual. Las fases del levantamiento parecen corresponder a las fases de hundimiento en el Graben de Ilopango, situado al norte.

Dentro de la Cadena Costera llaman la atención dos regiones por sus forma-

ciones particulares de mesetas. Estas están formadas por tobas fundidas, muy comunes en la Cadena Volcánica Circumpacífica. Se trata de sedimentos de corrientes de tobas ardientes semejantes a aquellas del Katmai en Alaska. Los yacimientos de las tobas fundidas se resumen a base de la literatura. Pertenecen a las tobas ardidas que se subdividen en tobas ardidas sueltas, tobas cristalizadas y tobas fundidas.

Las tobas fundidas salvadoreñas cubren dos áreas separadas y se diferencian en su composición química. Se pueden clasificar como magmas trondjemíticos y granodioríticos cuarzodioríticos. En sus cualidades petrográficas se igualan a tobas fundidas de otros yacimientos, especialmente respecto a la estructura microscópica de la pasta fundamental, que está compuesta de trozos de vidrio más o menos aplanados y fundidos. En ésta se encuentran fragmentos de obsidiana aplastados, intrusiones de minerales e inclusiones de rocas extrañas.

Las tobas fundidas se han expulsado en relación con el volcanismo del Graben de Ilopango. De los perfiles se puede deducir que primeramente se habían expulsado nubes ardientes menos calientes, mientras que corrientes de tobas muy calientes se formaron al final del período de expulsión.

VI. LITERATURA

- BARKSDALE, J. D.: Cretaceous glassy welded tuffs — Lewis and Clark County, Montana. — *Amer. J. Sc.*, **249**, 1951.
- BURRI, C. & SONDER, R. A.: Beitrag zur Geologie und Petrographie des jungtertiären und rezenten Vulkanismus in Nicaragua. — *Z. f. Vulkanologie*, **18**, 1936.
- DEGER, E.: Zur Kenntnis mittelamerikanischer Vulkanasche. — *Chemie der Erde*, **7**, 1932.
- FAWORSKAJA, M. H.: Tertiäre Tufflagen des südlichen Primorje. — *Mitt. Akad. Wiss. USSR. Geol.*

- Ser.*, **5**, 1949 (russisch). (Referat: *Zbl. Min.* II. 1952.)
- FEITLER, St.: Welded tuff resembling vitrophyre and pitchstone at Bare Mountain, Nevada. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **51**, 1940.
- FENNER, C. N.: The origin and mode of emplacement of the great tuff deposit in the Valley of Ten Thousand Smokes. — *Nat. Geogr. Soc. Contrub. Techn. Papers. Katmai Ser.*, **1**, Washington 1923.
- Tuff and other volcanic deposits of Katmai and Yellowstone Park — *Transact. Amer. Geophys. Un.*,

- 18, Annual Meeting. 1937.
- Incandescend Tuff Flows in Southern Perú. — Bull. Geol. Soc. Amer., **59**, 1948.
 - The chemical kinetics of the Katmai-Eruptions. — Amer. J. Sc., **248**, 1950.
- GÉORGE, W. D.: The relations of the physical properties of natural glasses to their chemical composition. — J. of Geology, **32**, 1924.
- GILBERT, CH.: Welded tuff in Eastern California. — Bull. Geol. Soc. Amer., **49**, 1938.
- GRANGE, L. I.: The geology of the Rotorua-Taupo Subdivision, Rotorua and Kaimanawa Divisions. — New Zealand, Geol. Surv. Bull., **37**, 1937.
- IDDINGS, J. P.: Geology of the Yellowstone National Park, II. Ch. X. The Rhyolites. — US. Geol. Surv. Monogr., **32**, II. Washington 1899.
- LACROIX, A.: Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. — Livr. jubil. 1830—1930 Soc. Géol. France. II. 1930.
- LAHUEL, M. A.: Estudio de la Tierra Blanca en los Alrededores de San Salvador. — El Café de El Salvador, **14**, 1944.
- MACGREGOR, A. G.: Nuées ardentes and Ignimbrites. — Nature, **157**, 1946.
- Eruptive Mechanism: Mt. Pelée, the Soufrière of St. Vincent and the Valley of Ten Thousand Smokes. — Bull. Volcanol., II. **12**, 1952.
- MACKIN, J. H. & NELSON, W. H.: Early tertiary welded tuffs in the Iron Spring District, Uta.-Geol. Soc. Amer., **61**, 1950.
- MANSFIELD, G. R. & ROSS, C. S.: Welded tuffs in Southeastern Idaho. — Transact. Amer. Geophy. Unión, **16**, Annual meeting 1935.
- MARSHALL, P.: Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. — Royal Soc. New Zealand Transact., **64**, 1935.
- MATUMOTO, T.: The four gigantic caldera volcanoes of Kyusyu. — Japan Journ. Geol. and Geogr. Transact. and Abstr., **19**, 1943.
- MEYER-ABICH, H.: Das Erdbeben von Jucuapa in El Salvador (Zentralamerika) vom 6 und 7. Mai 1951. — N. Jb. Geol. u. Pal. Abhdl., **95**, 1952.
- Terremoto de Jucuapa en El Salvador (América Central), 6—7 de mayo de 1951. — Comunicaciones Inst. Trop. Invest. Cient., **1**, 2, 1952.
- MOORE, B. N.: Deposits of possible nuée ardente origin in the Crater Lake Region, Oregon. — J. of Geology, **42**, 1934.
- PEACOCK, P. C.: Classifications of Igneous Rock Series. — J. of Geology, **39**, 1931.
- RICHARDS, H. C. & BRYANS, W. H.: The problem of the Brisbane tuff. — Royal Soc. Queensland, Proc., **45**, 1933.
- ROSS, C. S.: Characteristics of rhyolite welded tuffs in western North America. — 7th Pacific Sc. Congr. New Zealand, 1949.
- RUMMELEN, F. F. F. E. VAN: Magmatische corrosie van Pyroxenen. Geologie en Mijnbouw, **11**, 1948.
- SALMI, M.: Die postglazialen Eruptionsschichten Patagoniens und Feuerlands. — Annal. Acad. Sc. Fenniae. Ser., A. III, **2**. Helsinki 1941.
- SOLOVJEV, S. P.: Die Hauptzüge der jungen sauren Effusiven und Ignimbriten des südlichen Sichotealinj und die petrographisch-chemische Charakteristik derselben. — Zapiski Vsesojuzn. Mineralog. Obs. Ber. USSR. Mineralog. Ges., **79**, 1950 (russisch). (Referat: Zbl. Min. II. 1952.)
- STIRTON, R. A. & GEALEY, W. K.: Reconnaissance Geology and Vertebrate Paleontology of El Salvador, Central-América. — Bull. Geol. Soc. America, **60**, 1949.
- WESTERVELD, J.: Welded rhyolitic tuffs or "ignimbrites" in the Pa-soenah region, West Palembang, South Sumatra. — Leidsch. Geol. Meded., **13**, 1942.

- On the origin of the acid volcanic rocks around Lake Toba, North Sumatra. — Kon. Akad. Wetensch. Verhdl. Afd. Naturkunde. II, sectie, **43**, 1947.
 - Quarternary volcanism on Sumatra. — Bull. Geol. Soc. America, **63**, 1952.
- WEYL, R.: Stratigraphie und Tektonik der Grundgebirgsgrenze zwischen Kinzig und Elz im mittleren Schwarzwald. — Bad. geol. Abhdl., **8**, 1936.
- Beitrage zur Geologie El Salvadors I. N. Jb. Geol. u. Pal. 1953. Mh.
- WILLIAMS, H.: Calderas and their origin — Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sc. **25**, 1940—41.
- Geology of the Crater Lake National Park, Oregon. — Carn. Inst. Publ., **540**, Washington 1942.
 - Volcanic History of the Meseta Central Occidental Costa Rica. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sc., **29**, 1952.
- WILLIAMS, H. & MEYER-ABICH, H.: El Origen del Lago de Ilopango. — Comunicaciones Inst. Trop. Invest. Cient., **2**, 1, 1953.

Trad. O. SCHUSTER-DIETERICH.



Ensayo de una clasificación de fenómenos volcánicos que producen avalanchas ardientes o corrientes de tobas (según MacGREGOR)

FORMA DE ERUPCION	MAGMA ANDESITICO O DACITICO		MAGMA RIOLITICO	
	Tipo de la erupción de las nubes ardientes	Características de las nubes ardientes	Tipo de la erupción de la corriente de tobas	Características de la corriente de tobas ardientes
Deslizamiento lateral en las faldas abiertas de una cúpula de lava expelida por el cráter ("Tholoid")	Avalancha a causa de la desintegración de una cúpula de lava ("Merapi lateral desintegration type")	Escape de los gases a través de los poros de los bloques (Toba ardida suelta)	---	---
Descongestión lateral débilmente explosiva en las faldas abiertas de una cúpula de lava expelida por el cráter	Desprendimiento de una avalancha desde una cúpula de lava (Pelée discharged lateral type)	Transporte de bloques grandes, gases escapan de las brechas. Formación de una corriente de bloques y cenizas; preferentemente bloques pequeños al fin de la explosión. (toba ardida suelta)	---	---
Descongestión fuertemente explosiva en las faldas abiertas de una cúpula de lava expelida por el cráter	Avalancha dirigida desde la cúpula de lava (Pelée directed lateral type)	Transporte de bloques grandes. Escape de gases desde la brecha fresca. (Toba ardida suelta)	---	---
Descongestión explosiva vertical desde la cúpula de lava de una chimenea obstruida por un tapón de magma (Tholoid)	Nubes ardientes expelidas primero verticalmente desde la cúpula de lava (Pelée vertical type)	Transporte de bloques grandes se hace más raro. Escape de gases de la brecha fresca. (Toba ardida suelta)	---	---
Descongestión explosiva vertical a través de una chimenea abierta sin cúpula de lava	Nubes ardientes expelidas primero verticalmente desde el cráter (St. Vincent vertical type)	No hay bloques grandes. Escape de gases desde la brecha fresca. (Toba ardida suelta)	Corriente de tobas expelida primero verticalmente desde un cráter. (Mount Katmai tuff-flow type)	Casi siempre toba de pómez de granos finos, productora de gases. (Toba cristalizada o fundida)
Descongestión explosiva vertical a través de una boca baja de chimenea en el inicio de una cuenca, y posiblemente a través de grietas vecinas	---	---	Corriente de tobas expelida primero verticalmente a través de un cráter pequeño y posiblemente grietas vecinas. (Novarupta tuff-flow type)	Casi siempre toba de pómez de granos finos productora de gases. Sedimentación limitada a valles. (Toba cristalizada o fundida)
Descongestión explosiva vertical a través de numerosas grietas	---	---	Corriente de tobas expelida primero verticalmente a través de numerosas grietas. (Concealed fissure-orifice type)	Casi siempre toba de pómez de granos finos, productora de gases, que cubre las grietas. (Toba cristalizada o fundida)

Foto 1. Peniplanicie correspondiente a la Cadena Balsámica, en la carretera a La Libertad.

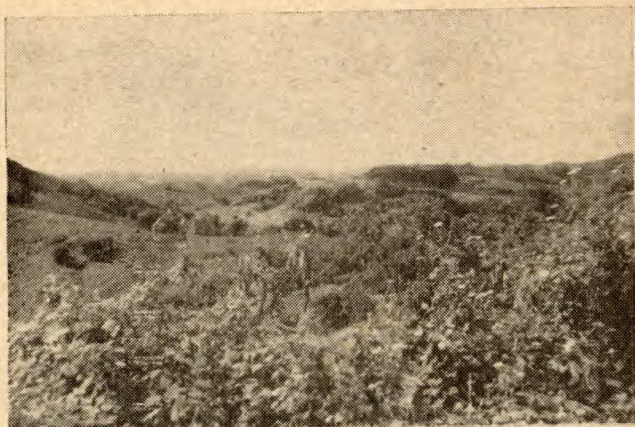


Foto 2. Meseta de toba fundida cerca de Comalapa. Vista desde la carretera sobre el Valle del Río Comalapa. Al fondo res-
duos volcánicos del Cerro El Rosario.



Foto 3. Restos de erosión de toba fundida entre Comalapa y Rosario de la Paz.



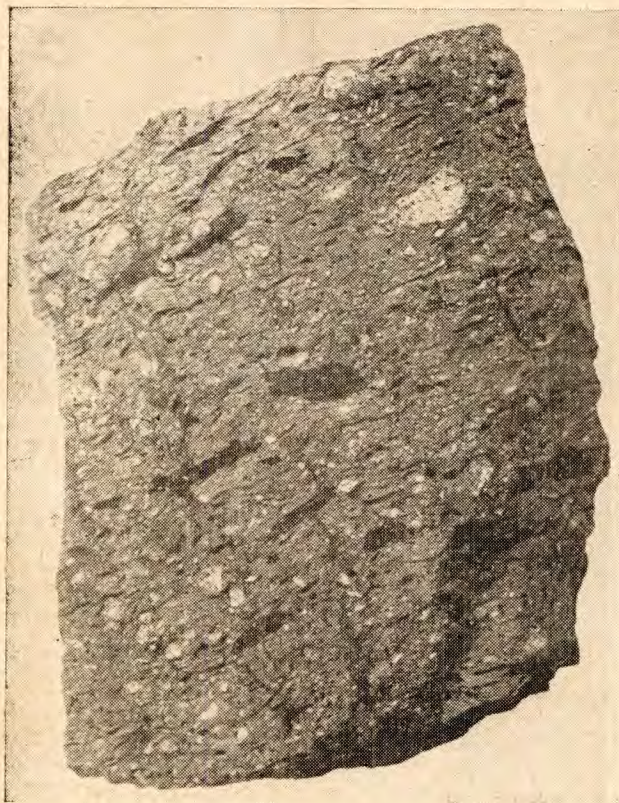


Foto 4. Trozo de una típica toba fundida. En la densa masa fundamental, gris y espesa, se ven franjas ordenadas de obsidiana ordenadas más o menos paralelamente e inclusiones de roca redondas, distinguiéndose más claras debido a la erosión. Carretera a La Libertad. Km. 22.5.



Foto 5. Vista de la faceta de una toba fundida. En ella se pueden ver numerosas franjas de pómez ordenadas paralelamente e incrustaciones de plagioclasa entre la masa fundamental compuesta de fragmentos vítreos.

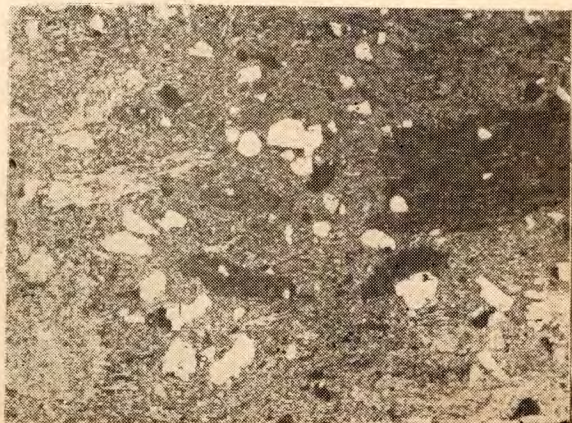




Foto 6. Masa fundamental de una toba no uniforme de peso específico 1.28. Franjas no uniformes de vidrio con espacios redondos de burbujas en la base oscura de vidrio. Calle a Comalapa km. 30.



Foto 7. Masa fundamental de una toba claramente uniforme y fuertemente fundida. Los trozos aplanados de vidrio yacen en orden paralelo. Sus burbujas están aplastadas. Camino a Tapalhuaca.

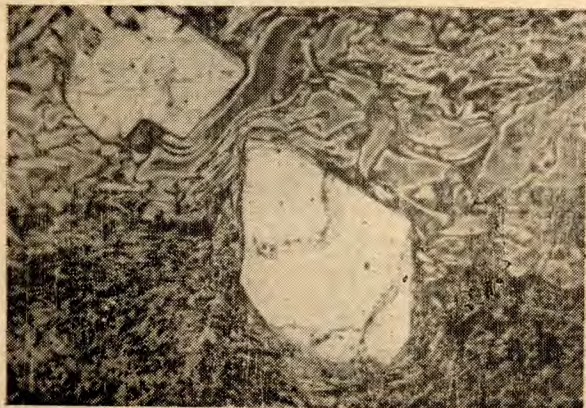
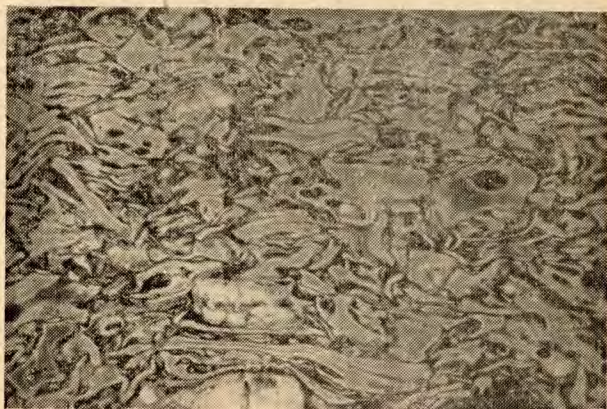
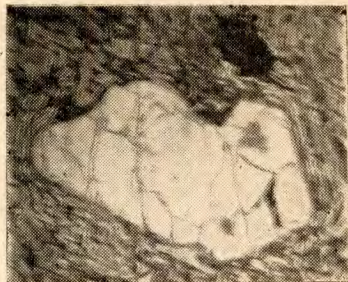
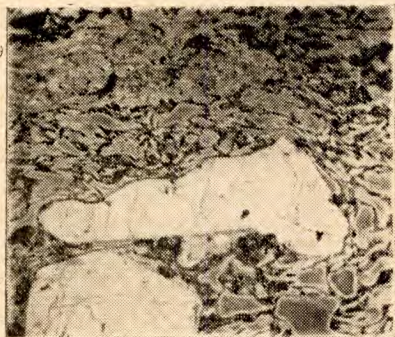


Foto 8. En la parte inferior se ve una franja de obsidiana; en la parte superior masa fundamental de fragmentos de vidrio. En el centro aparece un cristal grande de plagioclase, está prensado en una obsidiana y completamente rodeado de fragmentos vitreos. Carretera a Comalapa, km 28.7.





Fotos 9-10. Incrustación de plagioclasa corroída magmáticamente y rodeada de fragmentos de vidrio de la masa fundamental. Roca como en la foto 8.



Foto 11. Toba fundida en el camino a La Libertad. Entrada a la finca "Los Angeles". La masa fundamental es más fina que en la roca de Comalapa. En ella se puede notar una inclusión redonda de material extraño, franjas oscuras de pómez e incrustaciones de plagioclase y piroxeno.



Foto 12. Lava vitrificada. San José Villa Nueva. En la masa fundamental vítrea se notan en color gris muchas inclusiones de minerales extraños y en blanco incrustaciones de plagioclase



ESTADO ACTUAL DE LOS VOLCANES DE CENTRO AMERICA

Sharat Kumar Roy

Curador Jefe de Geología
Museo de Historia Natural de Chicago, U.S.A.

DC 551.21

Abstracto

Actualmente (1955-1956), hay solamente cinco volcanes en actividad en la cordillera de América Central, los otros están inactivos. La práctica impropia de llamarlos volcanes dormidos y activos, está ya puesta de relieve y la significación del proceso de durmiente a estado de erupción es discutida.

Un volcán puede estar activo, dormido o extinguido. Por regla, en un volcán ya formado, los estados de actividad e inactividad se alternan. Por definición, un volcán está "activo cuando está en erupción; dormido, cuando hay un período de larga cesación de actividad* y extinguido, después de que las erupciones han cesado por completo". (RICE, C.M., Dictionary of Geological Terms, p.444, 1947).

De acuerdo con esta definición, la cadena volcánica de Centro-América, que se extiende desde Guatemala al noroeste pasando a través de El Salvador y Nicaragua hasta Costa Rica en el sureste, contiene en la actualidad (1955-56) solamente cinco volcanes activos, a saber: El Santiaguito (que es una loma sobre el flanco del Santa María) y el de Fuego en Guatemala, el Izalco en El Salvador, el Concepción en Nicaragua y el Poas en Costa Rica. Todos los otros están aparentemente apagados (dormant) o en la fase de solfataras.

En 1925, SAPPER calculó, que habían de veintitrés a veinticinco volcanes activos en esta cadena. (SAPPER,

KARL, Los Volcanes de la América Central, p.7, 1925). Sin duda, algunos de los volcanes que actualmente están dormidos, tenían actividad en aquella época, pero parece bastante improbable, que todos estuvieran en actividad al mismo tiempo. La distribución de ellos no conduce a una erupción en conjunto (fig. 1). La mayor parte de estos volcanes están en grupos más bien que solitarios. Esto indicaría que un grupo dado tiene su propio reservorio de magma, el cual es común a cada uno de los volcanes que forman el grupo. Esto, en la mayor parte de los casos, puede ser substanciado por la evidencia en el terreno de que cuando un miembro del grupo está en erupción, sirviendo como válvula de seguridad para el magma ascendente, los otros volcanes están generalmente en un estado de adormecimiento con o sin actividad fumarólica acompañante.

La práctica común de agrupar ambas clases de volcanes "activos y dormidos" dentro de una sola categoría de activos, no tiene ningún objeto, únicamente sirve para alargar la lista y confundir al lector. Aún más, disminuye la significación de adormecimiento en relación al proceso eruptivo de los volcanes y trae a la mente la pregunta: ¿Cuándo está dormido un volcán?

Si continuamos el procedimiento presente de clasificación de volcanes, no habría necesidad de reconocer el estado de "adormecimiento" puesto que éste es en realidad una parte integral en la historia de vida de un volcán. Pocos volcanes activos se conocen que no han pasado a través de una fase de "adormecimiento". Aún, en aquellos en los

* Cesación de verdadera erupción, en oposición a actividad fumarólica.



Fig. 1.

cuales los períodos entre paroxismos están marcados por moderada actividad, siempre han tenido períodos de adormecimiento. Es durante estos períodos, que un volcán acumula sus fuerzas explosivas. Las más violentas erupciones, como las del Vesubio, Mont Pelée, Novarupta y Katmai, Krakatao, Cosigüina y otras, han sido precedidas por períodos de adormecimiento, manifestado ya sea en la forma de quietud o de actividad fumarólica. La relación de las erupciones volcánicas al adormecimiento es manifiesto.

Está admitido, que no hay una línea estable de demarcación entre actividad y adormecimiento. Un volcán dormido puede volverse activo en cualquier tiempo y continuar su actividad por un período de tiempo no especificado. Ningún cálculo a largo plazo es posible para cualquiera de estas fases. Sin embargo, las dos fases existen, y deben ser reconocidas al clasificar los volcanes; de no hacerlo así, se fracasa en el propósito de hacer clasificación. La fase "durmiente" de un volcán —generalmente marcada por una actividad fumarólica— no es el fenómeno eruptivo de un volcán en actividad.

Si por alguna razón, el término "activo" debe ser traído en asociación con volcanes dormidos, sería más apropiado si fuera prefijado con la palabra "recientemente" y agregando el año de la última erupción. La expresión "volcán recientemente activo" lleva en sí la deducción de que éste ha pasado a su fase durmiente. Aún sería mejor (donde la fase durmiente está limitada a la acción fumarólica) si la descripción fuera calificada con algunas frases tales como "la actividad es enteramente fumarólica", tal como BULLARD usa hacerlo. (BULLARD, FRED M., Resúmenes de los trabajos presentados, XX Congreso Geológico Internacional, México 1956, p. 6).

En todo caso, los volcanes dormidos no deben ser incluidos con aquellos que están en erupción, cualquiera que sea el término o expresión usado para denotar su estado.

Tener que seleccionar nombres de volcanes, dentro de una lista de activos y viajar extensamente para estudiarlos y

encontrar sólo un humo fatuo aprisionado, con materiales gaseosos post-eruptivos manifestándose en una u otra forma, es muy desconcertante. En mis recientes estudios de los volcanes de México y Centro América repetidamente he confrontado tal situación. De la lista de volcanes considerados como activos, se deduce que no hay en Centro América un volcán que no esté corrientemente en erupción. Para nombrar solamente unos pocos de la lista de activos, tenemos los siguientes: El Agua y Acatenango en Guatemala; Santa Ana y El Boquerón en El Salvador; El Viejo y Telica en Nicaragua y El Irazú y Rincón de la Vieja en Costa Rica. ¿Podrían ser éstos considerados como volcanes activos? El hecho de que fué activo en tiempos históricos, no constituye una base para ponerlo en la lista de un volcán activo. Hace menos de cinco años que el Paracutín era el volcán más activo del Hemisferio Occidental. ¿Lo es ahora? ¿Podría ser incluido en la lista de activos?

Con el objeto de dejar la clasificación de los volcanes, sobre una base segura, es imperativo diferenciar los dos estados: adormecimiento con o sin actividad fumarólica y verdadera eruptividad. La diferencia entre la magnitud de energía y la naturaleza del material puesto en libertad en los dos estados es tan grande, que no se puede dar a ambos el mismo ni casi el mismo significado esencial. Es apropiado mencionar aquí que las erupciones de los volcanes de Centro América no han seguido ningún ciclo, que ellas han sido erráticas. El prerequisite de recurrencia cíclica es un movimiento ordenado del magma y sus reacciones. Si esto sucede actualmente o no, se ignora.

Parece que los varios factores que concurren en el mecanismo del vulcanismo más bien impiden, en vez de facilitar, el almacenamiento y puesta en libertad de la energía y materia en una regularidad rítmica.

Apéndice

Después que este artículo fué enviado para impresión, recibí una copia de

"Los Volcanes Activos de Guatemala y El Salvador" por HELMUT MEYER-ABICH, publicado en los Anales del Servicio Geológico de El Salvador, Boletín No. 3, Diciembre de 1956. Fué una coincidencia sorprendente que una publicación que contenía una lista de los volcanes activos apareciera en la época precisa en que el significado del término "durmiente" (dormant) fuera tan discutido. Desdichadamente, es este término cuestionable el que el autor de la publicación ha usado. Al arreglar la lista MEYER-ABICH no ha tomado en cuenta la fase de "adormecimiento" de un volcán y prácticamente ha incluido todos los volcanes grandes de las dos repúblicas en la lista de activos. Su lista

contiene 19 volcanes, 10 en Guatemala y 9 en El Salvador, calificándolos de activos. Como puede ser establecido por las actuales observaciones en el campo, la lista esencialmente no es la de los volcanes activos sino que representa una agrupación total de volcanes en fases variadas de actividad y declinación, incluyendo a algunos que están en fase de solfataras. Hubiera sido más apropiado titular la publicación "Los Volcanes de Guatemala y El Salvador". Durante los últimos años, estudiando los volcanes en el propio terreno, yo ví únicamente 3 volcanes en Guatemala y El Salvador que podrían ser calificados en la categoría de activos (Véase el texto).

Trad. FRANCES de NUILA y NUILA.



RE-ESTUDIO DE LA ERUPCION DEL VOLCAN "EL BOQUERON" EN 1917 - EL SALVADOR, CENTRO AMERICA

Sharat Kumar Roy

Curador Jefe de Geología
Museo de Historia Natural de Chicago, U.S.A.

DC 551.21

La erupción en 1917 del volcán El Boquerón tuvo lugar a principios de ese año. El suceso fué reportado en aquel tiempo en los periódicos locales La Prensa y Diario Latino. Más tarde fué descrito por EMANUEL FRIEDLANDER (1918, págs. 193-200), KARL SAPPER, (1925, págs. 242-246) y otros.

Desafortunadamente, ninguno de estos últimos autores estuvieron en la escena de actividad durante la erupción. FRIEDLANDER estaba en Zurich, Suiza, y basó su relato, parcialmente, en reportes de periódicos europeos y también en un informe oficial que le fué hecho por el Cónsul Español en Zurich, Sr. M. De SOTO. SAPPER (quien regresó a El Salvador 7 años después de la erupción) declara que la mayor parte de la información que él usó en su artículo, le fué suministrada por EDWARD FISCHER, salvadoreño naturalizado, quien entonces residía en Santa Lucía, una finca de café como a 9 kms. al oeste de la ciudad de San Salvador. FISCHER fué uno de los testigos presenciales de la erupción. El relato que hizo del evento ha sido el más útil en la recopilación de datos de una sobresaliente erupción de uno de los volcanes de Centro América, durante el presente siglo.

Se hace aquí un intento de comprobar la discrepancia de autores anteriores, especialmente con relación al tiempo, fecha y ciertos fenómenos eruptivos y se trata de reconstruir el suceso tal como fue. Yo también he recibido ayu-

da de mi entrevista con FISCHER. Los reportes de JORGE LARDE (1917 y 1956) han sido también muy útiles. El material puramente descriptivo ha sido ampliamente eliminado y ciertos rasgos salientes provenientes de la erupción, los cuales no han sido tratados anteriormente, y que yo he observado en el campo, se hacen notar aquí. Pareciera que ciertos aspectos, así como las causas y efectos de una erupción dada, son más claramente entendidos e interpretados por estudios del campo post eruptivo, que en el tiempo propio de la erupción.

El Boquerón (o Quezaltepeque) es el más grande y el segundo en altitud (1885 m) de las tres unidades del grupo de volcanes colectivamente conocidos como Volcán de San Salvador. Situado justamente al oeste de la Capital de El Salvador, la cual lleva el mismo nombre del volcán, forma un conspicuo mojón y permanece como un centinela guardando la metrópoli. Irónicamente éste así llamado centinela, ha sido responsable de las repetidas destrucciones de la ciudad. Terremotos altamente localizados, usualmente con acompañamiento volcánico, han destruido o dañado severamente la ciudad de San Salvador doce veces desde su fundación (1538, 1575, 1593, 1656, 1659, 1707, 1719, 1793, 1814, 1839, 1850, y 1873).

38

Las otras dos unidades del grupo de volcanes son el Picacho (1967 m.) y Amatepeque (1397 m.), este último también llamado el Jabalí. La distribución de estas tres unidades es mostrada en el

Mapa Esquemático* (fig. 1). El Picacho descansa a 3.3 kms. al noreste y Amatepeque a 3.7 kms. al noroeste del Boquerón, respectivamente. El mapa y la sección (fig. 2) también muestran que el flanco este del Boquerón y el flanco oeste del Picacho están separados por una depresión alargada o montura descansando entre 1400 a 1500 metros; y que una calle que comienza en Santa Tecla (Nueva San Salvador) en el sur y termina en San Juan hacia el norte, serpentea esta depresión. SAPPER (1925, pág. 51) hace mención de esta depresión y declara que podría ser el remanente de un cráter, pero él termina el asunto con la siguiente observación: "Sólo una investigación detenida, para la cual me faltó el tiempo, podrá dar seguridad sobre esta cuestión". La depresión no parece tener ninguna de las señales de un antiguo cráter; parece ser la forma natural de la tierra modificada por procesos naturales, rasgo que es encontrado en muchas áreas volcánicas entre volcanes adyacentes. En la mayor parte de los casos, las depresiones son anchas áreas de unión entre espolones que se extienden lateralmente desde volcanes opuestos o líneas de volcanes. Un sorprendente ejemplo de esto son "Las Brumas" entre el Volcán de Santa Ana y el Cerro Verde en El Salvador.

La depresión entre el Boquerón y el Picacho podría bien ser el sitio de encuentro de los espolones de ambos volcanes. Subsecuentes ahondamientos y anchamientos por erosión, o llenamientos por depósitos de cenizas y piroclásticos, probablemente han tenido lugar, obliterando así parcialmente la topografía original.

En contraste con el lado este del Picacho, el lado oeste es abrupto y con precipicios (fig. 3), lo cual es distinto de cualquier desarrollo natural de un cono volcánico. Esto sugiere que dicha desviación de lo normal ha sido causada por una sucesión de violentas explosiones subsecuentes a la formación del cono.

La pregunta que naturalmente se hace es: ¿Qué se hizo de los miles de toneladas cúbicas de material que fueran deshechas por la explosión? Yo he escalado la cúspide del Picacho varias veces desde diferentes direcciones, y he visto pedazos de rocas sobre las laderas del cono y alrededor de él, pero nunca en cantidad para constituir la masa total perdida. Puede bien ser esto que durante las explosiones la mayor parte de las rocas se quebraron en pequeños fragmentos, que después se han descompuesto en tierra.

En Febrero 27 de 1951 hice mi primer viaje al cráter del Boquerón, con HELMUT MEYER-ABICH, en aquel tiempo, recientemente nombrado Geólogo del Gobierno de El Salvador, con oficinas en el Instituto Tropical. Deseo tener la oportunidad aquí, de extender mi sincero aprecio para él, por su infalible cortesía y amistosa cooperación, tanto en el campo como en el laboratorio.

Tan pronto como alcanzamos la cúspide del Boquerón, el gigantesco cráter saltó ante nuestra vista. Nunca antes había visto un cráter tan espectacular (fig. 4). La rapidez de su aparición, la quietud que circunda el oscurecido orificio, con paredes precipitadas, de unos 550 metros de profundidad, me impresionó. Un rasgo interesante del cráter es que está anidado, conteniendo en el medio del fondo otro volcán — un pequeño cono de lava vesicular con su propio cráter.

Era una tarde sin nubes y desde el borde este del Boquerón, pude claramente ver el escarpado lado oeste del Picacho y la baja depresión entre los dos volcanes y mucho del panorama circundante, tan lejos como el volcán de San Vicente a unos 60 kms. al este. No habiendo tenido ningún conocimiento del terreno en aquel tiempo, rápidamente concluí en principio, que El Boquerón y El Picacho fueron un solo volcán y que estuvieron conectados de la manera mostrada en la fotografía, (fig. 5), y más tarde se separaron por una rápida serie de explosiones. Las investigaciones en el campo que se hi-

cieron enseguida, no muestran ninguna evidencia satisfactoria para sostener tal deducción. Por el contrario, se volvió más evidente que El Boquerón, El Picacho y Amatepeque, vinieron a la existencia separadamente.

Petrográficamente las rocas del Boquerón y del Picacho no son exactamente lo mismo; la última es más andesítica y contiene relativamente más feldespatos (80 %) y menos piroxeno. Con relación a la edad relativa de estos volcanes, es casi imposible llegar a una conclusión definitiva; ni su distribución, ni su relación de uno a otro, así como lo que se relaciona a la superposición estructural, arrojan ninguna luz sobre esta cuestión. Un denso crecimiento de vegetación ha aumentado la dificultad de hacer estudios estructurales detallados de las porciones basales de los volcanes. SAPPER (1925, pág. 51) opina que el Boquerón es el más joven, pero no suministra ninguna prueba para su afirmación. El hecho de que haya estado periódicamente activo desde la última parte del siglo dieciséis (la más reciente actividad siendo en 1917) es una buena indicación de que es el más joven y favorablemente sostiene el concepto de SAPPER. En un grupo de volcanes, aquel que está activo o ha manifestado actividad periódica, es probablemente el más joven (Izalco en el grupo de Santa Ana; San Miguel en el grupo de San Miguel).

MEYER-ABICH postula una ingeniosa hipótesis* del origen del Boquerón, y la sostiene para afirmar que Boquerón es el más joven del grupo. El opina: "Tengo la impresión, como que si estos cerros anteriormente habían sido volcanes independientes entre los cuales se hundió una caldera ovalada con un diámetro de 5—6 kms. El Boquerón mismo, es decir la parte central del macizo, me parece ser de edad más reciente y de haberse formado desde el

interior de dicha caldera. En favor de esto, habla esencialmente un quiebre en la pendiente norte del macizo, que corre desde el pie norte del Picacho (a unos 1300 m. de altura) en forma de arco hacia el occidente, hasta el Jabalí, y que se reconoce de manera más o menos clara. Arriba de este quiebre, la pendiente del Boquerón (a alturas de 1300 m. a 1500 m.) es de 13° (7.5°), abajo del mismo la inclinación de la falda del viejo macizo es más o menos el doble (15°)".

Lo que se denomina aquí "un quiebre" ocupa un área muy limitada, solamente una fracción de la circunferencia total de la base del cono. El perfil (fig. 6) que representa la ladera a 89° 17' 15" N. entre 13° 46' 28" W. y 13° 44' 47" W. (precisamente arriba y hacia abajo de "la quiebra" citada por MEYER-ABICH) difícilmente ofrece una base para asumir que existía una caldera en el sitio presente del Boquerón. El cambio en el ángulo de la ladera no es tan abrupto como lo da MEYER-ABICH. Además, un tal cambio podría resultar de una distribución desigual de "ejectamenta" sobre una superficie inclinada que originalmente fué gradual, o de corrientes de lava superpuestas que se detuvieron antes de que cubrieran la ladera entera. De hecho, el curso del quiebre puede bien ser la continuación de la depresión referida al principio, la cual termina gradualmente un poco al oeste de San Juan y no puede ser interpretada como una marca de delimitación de una cabidad estructural.

He bordeado la circunferencia entera de la orilla del cráter del Boquerón (una distancia de casi 5 kms.) a un promedio de altitud de 1800 mts. Hay muchos puntos ventajosos desde los cuales bastantes de los rasgos físicos del volcán pueden ser observados. El gran cono es empinado y disecado radialmente en gargantas profundas, más pronunciadas (para una topografía madura) al lado NE—SE. Es también sobre este lado que la orilla del cráter ha sido alterado, ya sea por erosión o durante erupciones pasadas, en una distancia de casi 1.2 km, interrumpiéndose así la

* MEYER-ABICH, HELMUT: "Los Volcanes Activos de Guatemala y El Salvador", Anales del Servicio Geológico Nacional de El Salvador, Bull. 3, Dic., 1956, pág. 67. La hipótesis y el breve comentario que siguen fueron incluidos después que este reporte había sido completado.

continuidad de lo que fue una vez un borde circular (fig. 1).

A excepción de los días después de lluvias fuertes, se puede fácilmente llegar al cráter en un carro equipado con tracción en las cuatro ruedas. La polvorienta calle desde Santa Tecla a San Juan (fig. 1) se bifurca a una altitud de 1500 metros sobre el lado este del volcán. La rama izquierda de dicha bifurcación ondea continuamente hacia arriba a través de varias fincas de café hasta una área abierta a 1800 metros de altura y termina allí. Desde aquí, una vereda de ladrillo y ceniza sube hasta llegar a un mirador en el propio borde del cráter. Estrechos pasadizos serpentean para abajo en las paredes, casi perpendiculares, hasta llegar al fondo del cráter, el centro del cual, como se dijo antes, está ocupado por un cono bellamente simétrico (localmente llamado Boqueroncito) — de unos 40 metros de alto y con un cráter en forma de embudo. Este cráter se formó durante la erupción de 1917, dando nacimiento así a un cráter anidado o cráter dentro de otro cráter. Los cráteres anidados que están situados en el centro tienen un respiradero eruptivo central común (fig. 7), como en el presente caso, en los cráteres excéntricamente situados hay un cambio en la posición del respiradero. El volcán de Santa Ana, el cual tiene

cuatro cráteres excéntricamente situados, es un ejemplo donde el centro eruptivo se ha movido varias veces hacia el este, (fig. 8) en dirección al Lago de Coatepeque.

El descenso y ascenso al cráter principal del Boquerón, el cual tiene alrededor de 540 metros de profundidad, toma unas dos horas. No es un proceso difícil ni peligroso, aunque árduo. No debe intentarse después de oscurecer porque los pasadizos son rocosos y estrechos y en algunos sitios pasan a la orilla de precipicios. El piso del cráter, el cual tiene una altitud de 1347 metros, está cubierto con escoria arrojada durante y después del período de formación del Boqueroncito.

Las rocas del Boquerón, antiguas o nuevas, difieren muy poco. Todas son basalto o andesita basáltica, compuestas principalmente de fenocristos de plagioclasas ($Ab_4 An_6$) y cantidades variables de piroxeno y augita. La masa del terreno es consistentemente hialopilitica.

Cuando visité por primera vez el cráter había una placa (ya removida), en la cual se daba información en Inglés y Español sobre la erupción de 1917 (fig. 9). Obviamente estaba dedicada a los visitantes y había sido puesta en sitio prominente a unos pocos pies del borde del cráter. Decía así:

"Información concerniente al volcán de San Salvador o Quezaltepeque"

Posición Geográfica:

Cráter: $13^{\circ} 43' 55''$ N lat. y $89^{\circ} 17' 20''$ W long. Greenwich. Altura sobre el nivel del mar: 1887 mts. Diámetro del cráter, $1\frac{1}{2}$ kms. Circunferencia: 4,712 mts. aproximadamente 5 kms. Profundidad: aproximadamente 500 mts.

Lago en el Interior:

Anteriormente hubo un lago en el fondo del cráter, de 400 mts. de diámetro, cuyas aguas se evaporaron

como resultado de la erupción que tuvo lugar el 7 de Junio de 1917.

Erupción en 1917:

El Jueves de Corpus Christi, día 7 de Junio de 1917, a las 6 p. m., una serie de temblores fueron el principio de la erupción del volcán, la cual estalló hacia el lado NW, arrojando enormes corrientes de lava, juntamente con densas nubes de gases y humo. Pequeños cráteres han permanecido sobre ese lado, los cuales son llamados

boqueroncitos. La erupción se verificó a las 8 p.m.

Erupción en el Cráter Mayor:

Tres días después de la erupción, el lago que estaba en el fondo comenzó a hervir, formando densas nubes de vapor. A fines de Junio, el lago se había evaporado completamente y grandes explosiones siguieron a una abertura en el fondo, con lanzamiento de gases y cenizas, en forma de una

alta columna, cada 5 a 10 minutos. Estas explosiones continuaron, a intervalos cada vez más prolongados, hasta los primeros días del mes de Noviembre del mismo año. El cono en el fondo del cráter se formó de cenizas y fue endurecido por las lluvias.

El Comité Pro-Embellecimiento de Carreteras, Areas Sub-Urbanas, Parques y Paseos Públicos.

La descripción dada arriba, está de acuerdo con todas las citadas en la información sobre el suceso. Hay muy pocas discrepancias, siendo la más importante, aquella que afirma que los temblores que precedieron a la erupción, principiaron el miércoles 6 de Junio a las 6:55 p.m. y no el día de Corpus Christi.

Según Mr. FISCHER, actualmente Director del Jardín Zoológico de San Salvador, el segundo temblor causó el mayor daño a las zonas circunvecinas al Boquerón, incluyendo la ciudad de San Salvador (fig. 10). Las fotografías ilustrando la evaporación del lago del cráter (figs. 11 a 16) fueron tomadas por Mr. FISCHER. Le agradezco mucho a él que me haya permitido reproducirlas, así como también por las estadísticas vitales que me proporcionó, respecto a tal suceso.

Siguiendo el segundo temblor (Junio 6 - 7:10 p.m.) una fisura estalló sobre el lado noroeste del Boquerón, juntamente con el aparecimiento de pequeños cráteres (fig. 1). De ellos saltaron corrientes de lava que corrieron en forma de abanico en dirección al Sitio del Niño. El rápido avance de la lava engolfó pronto una gran zona de terreno, pasó sobre la línea férrea Quezaltepeque-Ciudad Arce (fig. 18) y empalmó con terreno de lava antigua, algunas de las cuales provenían de la erupción de 1659. Alrededor de Junio 11, escasamente 5 días después de la erupción, la lava cesó de correr, pero los cratercitos, algunos de los cuales ya habían coalescido, permanecieron activos hasta media-

dos de Junio (fig. 19). Por esta fecha una lava típica, había cubierto un área de casi 16 kms. cuadrados y formado un terreno dentellado, la mayor parte del cual todavía existe sin ninguna vegetación y muy difícil de caminar sobre él. Actividad fumarólica en dos de los pequeños cráteres situados en la punta sur de la fisura está aún presente. Al principio, los cratercitos más activos estuvieron formados entre los 1350 y 1400 metros; uno que estaba localizado más abajo sobre la ladera a una elevación entre 650 y 580 metros, fue el más violentamente activo. Aparte de arrojar lava en profusión, manifestó un tipo Stromboliano de erupción, explotando frecuentemente con ensordecedores truenos. JORGE LARDE lo llamó El Tronador (fig. 20), (LARDE, 1917 y 1956). Temblores fuertes y altamente localizados acompañaron también la erupción de este cratercito.

Debe llamarse la atención aquí, sobre que al oeste de esta grieta de 1917 y sus pequeños cráteres y bordeando el lado noroeste del volcán El Jabalí, hay una antigua fisura con cráteres similares (fig. 1). Estas dos grietas, que son aproximadamente de la misma longitud, alrededor de 8 kms., corren paralelas, y los cráteres están casi a la misma altura y unos enfrente de otros. El hecho de que estén arreglados en esa forma puede ser accidental, pero su presencia juntamente con las fisuras, da evidencia para considerar que los cratercitos son de común ocurrencia con las fisuras sobre flancos. Ellos deben su origen a tubos diagonales alimentadores

(fig. 21). Los tubos son rajaduras secundarias (vástagos) formadas durante la erupción inicial y ensanchadas más tarde por acción explosiva. La ausencia de cratércitos indica que la actividad explosiva a través de las pipas diagonales ha estado al mínimo; simplemente la lava se ha levantado a través de ellas, empujando el material sobrepuesto, ya parcialmente enfriado y rodando sobre las laderas*

Antes de la erupción, existía un lago (fig. 11) en el cráter de El Boquerón (SAPPER, 1925). Ocupaba una posición excéntrica con un nivel de superficie a una elevación de casi 1420 metros sobre el nivel del mar, lo cual indicaría que tendría una profundidad de más o menos 80 metros. Que el nivel del lago fue alguna vez más alto, está evidenciado por los remanentes de un terraplén sobre el lado noreste del cráter a una altitud de 1670 metros. Las dimensiones del lago, tal como fueron estimadas por SAPPER en 1895 (1925, pág. —) son: N-S, 400 metros; EW, 350 metros.

El agua del lago aparentemente no era potable; estaba cubierta de lama compuesta de algas verdes y tenía un olor ofensivo. Un análisis hecho por J. PUENTE (SAPPER, 1921, pág. 51) mostró que además de materias orgánicas, contenía sulfatos y carbonatos de calcio y magnesio. La potabilidad del agua, es traída a cuentas aquí, intencionadamente. A pesar de la dificultad de extraerla desde adentro del cráter y la larga y fatigante caminata hasta Santa Tecla, la ciudad comercial más cercana, hay un grupo de hombres y mujeres que viven en el propio cráter todo el año. Posiblemente la población fue mayor cuando existió el lago. Y puesto que no se encuentra agua en ningún lugar, en varias millas a la redonda, excepto durante la estación lluviosa (Junio-Octubre), aquella gente fue forzada a usar las aguas del lago. La fuente principal de subsistencia en el

cráter, es la de flores, varias especies de *Hidrangea*, *Lilium*, *Geranium*, *Aster*, y *Dianthus*, crecen sobre las laderas y bordes donde las rocas se han descompuesto en tierra, la cual como toda tierra volcánica es sumamente fértil. La fabricación de carbón de la vegetación de adentro y alrededor del cráter es otro medio de subsistencia. El Salvador no tiene combustibles naturales tales como aceite o hulla, a consecuencia de lo cual el país ha sido desprovisto de árboles de primer crecimiento en tal forma que la leña tiene que ser buscada aún en las bocas de los volcanes.

En los días 9-10 de Junio, cuando la erupción de la fisura estaba todavía activa, pero iba decreciendo, el lago empezó a hervir, desprendiendo nubes de vapor que obscurecieron la vista del cráter (fig. 12). Por intervalos, las nubes de vapor se levantaron de ambos extremos del lago, y el nivel se ondulaba. Era evidente que erupciones intermitentes estaban produciéndose en el fondo del lago. El agua continuó hirviendo hasta el 28 de Junio, cuando quedó completamente evaporada. Se presume que el lago era elipsoide y que la cuenca era más cónica que redondeada; tenía una profundidad de 80 metros y contenía alrededor de tres millones de metros cúbicos de agua. El calor total requerido para la evaporación de este volumen de agua, bajo presión atmosférica y a una altitud de 1420 metros sobre el nivel del mar, sería aproximadamente 73.17×10^9 BTU's.

Concurrentemente con la evaporación del lago, una abertura sobre el piso seco fue observada, a través de la cual salían fragmentos de lava y lodo, acompañados de vapor y otros gases (fig. 13). Pronto, esto cambió a una completa erupción, tirando bombas, lapilli y otras eyectamente. Las explosiones se sucedieron a intervalos de 5 a 10 minutos y columnas de lava incandescente y gases tirados al aire muy altos, llegaban hasta el borde del cráter principal. En medio de esta espectacular exhibición, emergió en el centro del antiguo cráter un cono perfectamente moldeado (Bo-

* Este fenómeno fué observado en la noche, durante la erupción del volcán Izalco, El Salvador en 1955.

queroncito), formado de lava vesicular y cenizas teniendo un cráter en forma de embudo, (casi 35 metros de profundidad), el cual fue claramente visto entre las erupciones (figs. 16-17). Así se formó un cono dentro de otro cono, teniendo los dos un respiradero central común. En un período de 8 días, entre Junio 28 y Julio 5, el cono alcanzó una altura de 40 metros más o menos y esta altura ya no varió, a pesar de que las erupciones de este nuevo volcán continuaron hasta Noviembre del mismo año; incluyendo fuertes erupciones de cenizas durante Julio, Agosto y Septiembre. Aparentemente la eyección cayó muy lejos y poco o nada quedó sobre el cono mismo para que permitiera su crecimiento y desarrollo. Puede inferirse que la erupción del cráter hubiera sido más fuerte y más desastrosa si no hubiese sido precedida de la erupción que se verificó sobre el flanco. Mucha de la energía y materiales guardados, además de las fuerzas explosivas, fueron liberadas antes de llegar al cráter principal.

En algunos sitios, las rocas del pequeño cráter están todavía tibias. No muestran casi signos de alteración exterior o interiormente por la acción del tiempo. Los minerales dominantes: olivina, labradorita, y augita vistos en cortes delgados, aparecen bastante frescos. Aún señas de grama, *Andropogon rufa* (NEES) STAPX, las plantas tropicales, ampliamente distribuidos: *Lycopodium Cernuum* L., y la alga azul-gris, *Pityrogramma calomelanos* (L.) LINK, crecen aquí y allá, ya en las laderas del cono como en los lados del cráter. Otra especie de grama: *Hyparrhenia rufa* (NEES) STAPF, muy cercana de la "pata de pavo" (turkey-foot), que crece en los sitios secos de las praderas y terrenos arenosos de los estados más al norte (E.U.A.) es muy abundante sobre el fondo del cráter principal.

Al presente, no hay actividad de ninguna clase en el Boqueroncito. Una fumarola simple, arrojando débilmente vapores y gases sulfurosos se observó en la pared noroeste del cráter principal.

REFERENCIAS

FRIEDLANDER, I.

1918. Über den vulkanischen Ausbruch in San Salvador. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. IV. pp. 193-201.

1918. Weitere Nachrichten über den Ausbruch in San Salvador. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. IV. p. 308.

LARDE, J.

1917. El Quezaltepeque: Su erupción y terremoto de Junio de 1917; reimpresso en "Tribuna Libre" del 4 de Abril de 1956. San Salvador.

SAPPER, K.

1925. Los volcanes de la América Central. Halle 1925.

1926. Die vulkanische Tätigkeit in Mittelamerika im 20
Jahrhundert. II. Teil. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd.
IX, H. 5, pp. 243-246.

Trad. FRANCES de NUILA y NUILA.

REFERENCIAS

1918. Über die vulkanischen Ausbrüche in der Welt.
Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. IV, pp. 1-101.

1918. Weitere Nachrichten über den Ausbruch des
Jap. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. IV, pp. 1-101.

1918

1917. El Quetzaltenango: Su erupción y terremoto de 1917.
En 1917: terremoto en "El Quetzaltenango" del 4 de mayo
de 1917. San Salvador.

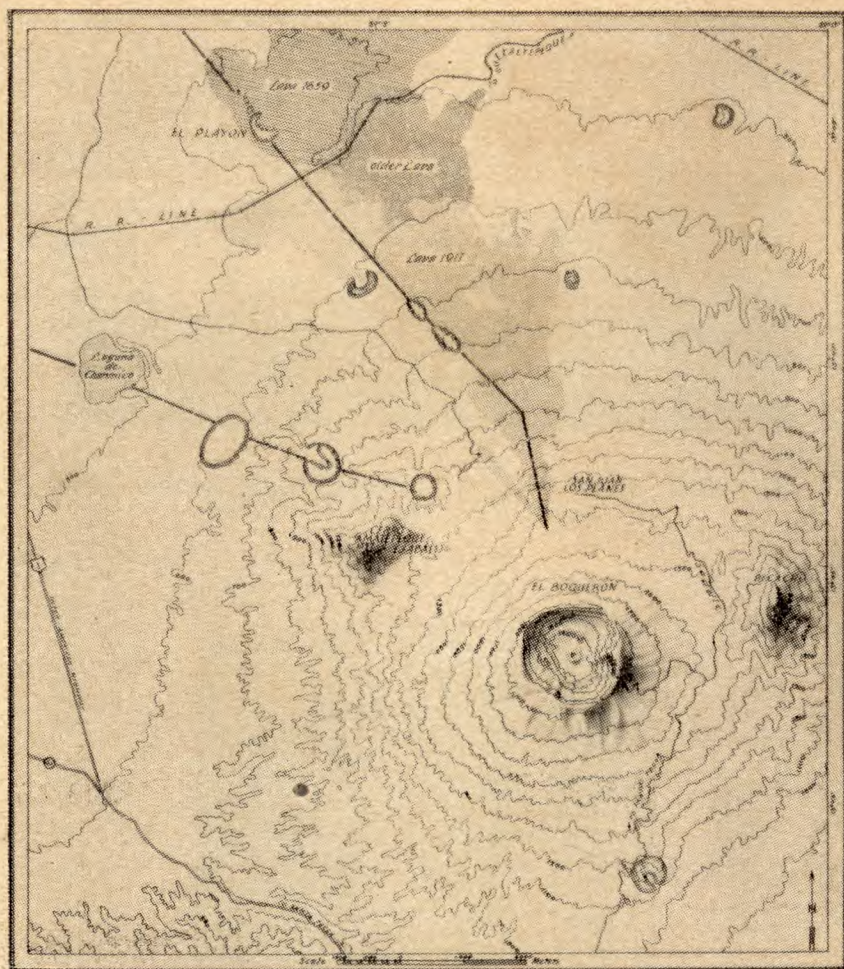


Fig. 1. Mapa del grupo del Volcán de San Salvador, mostrando distribución de las tres unidades que componen dicho grupo.

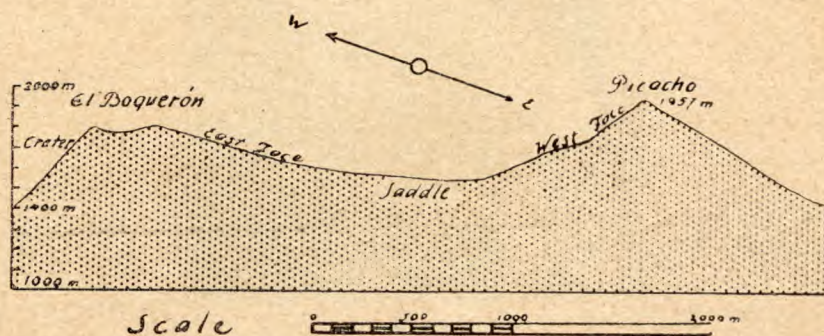


Fig. 2. Sección de El Boquerón y Picacho. La depresión está entre los dos.



Fig. 3. Los volcanes Picacho y Boquerón mirando al sur. Nótese la cara abrupta y empinada del Picacho.



Fig. 4. El cráter del Boquerón que contiene un cono pequeño de lava vesicular, con su propio cráter.

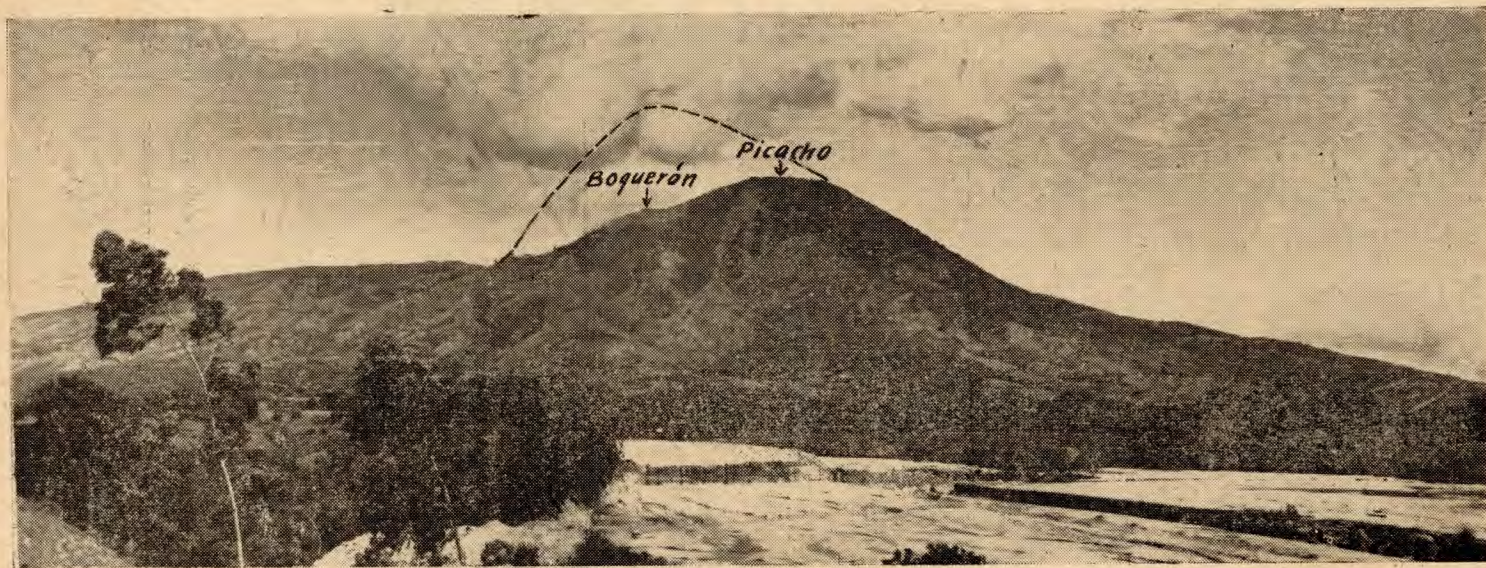


Fig. 5. Los volcanes Picacho y Boquerón mirando al este. Los dos pueden haber sido un solo volcán — como lo indica la línea quebrada.

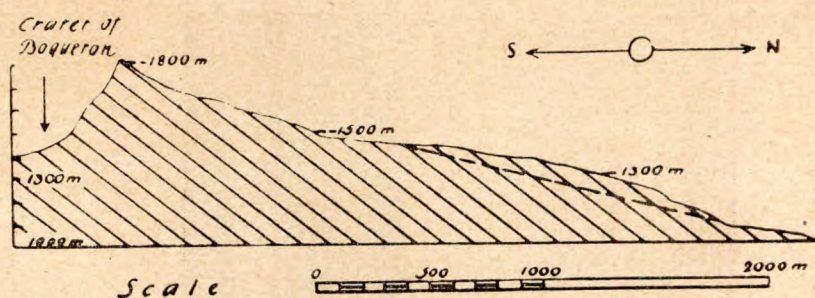


Fig. 6. El perfil que representa el declive a $89^{\circ} 17' 15''$ N. entre $13^{\circ} 46' 28''$ W. y $13^{\circ} 44' 47''$ W. La línea quebrada se refiere al declive original.

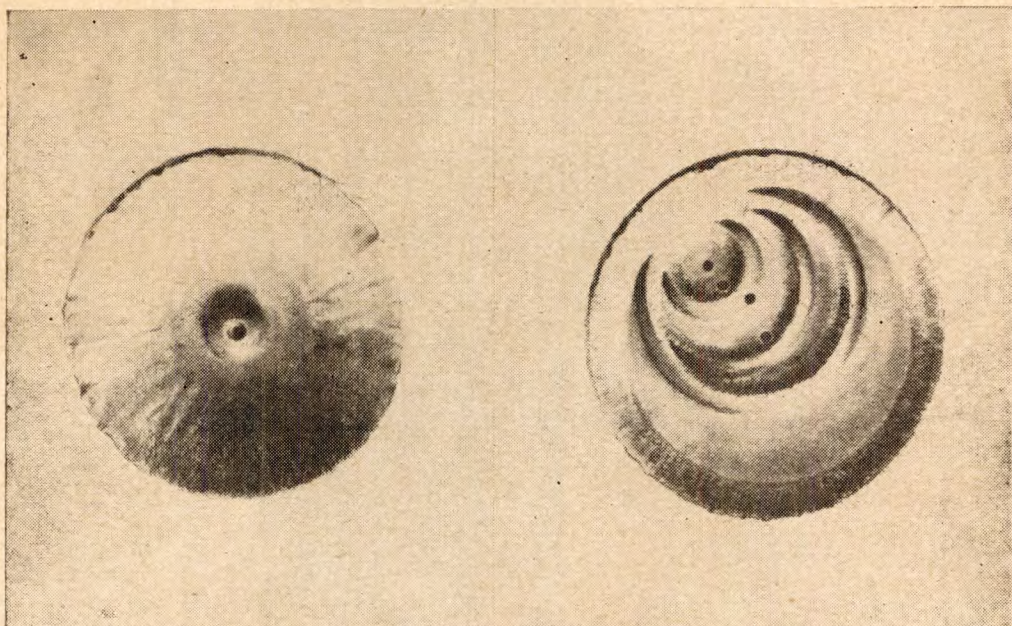


Fig. 7. Un cráter dentro de otro cráter, los dos teniendo un respiradero central común.

Fig. 8. Un nido de cuatro cráteres en el cual el respiradero eruptivo se ha movido.

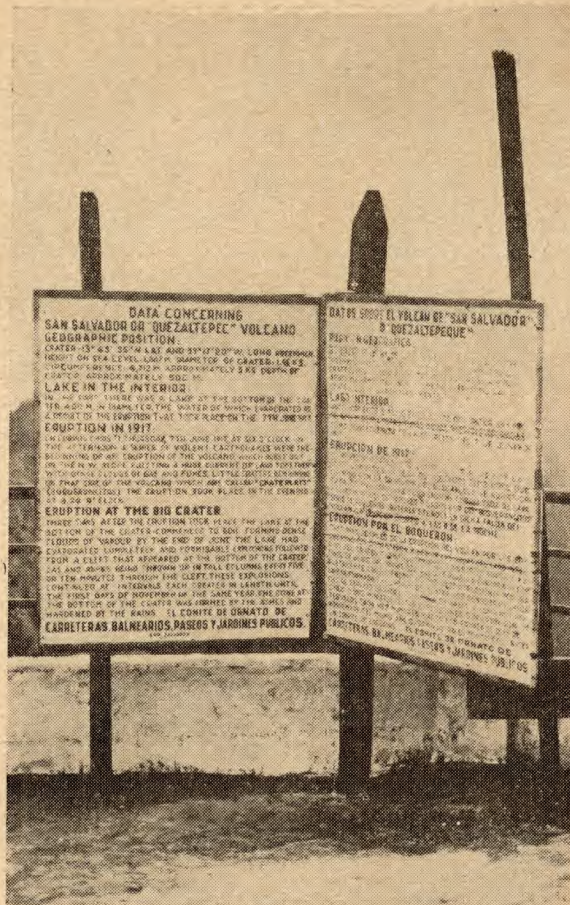


Fig. 9. Cartel (ya quitado) fijado a la orilla del cráter del Boquerón, dando información en Inglés y Español sobre la erupción de 1917.



Fig. 10. Daños en la ciudad de San Salvador causados por los terremotos que acompañaron a la erupción de 1917.

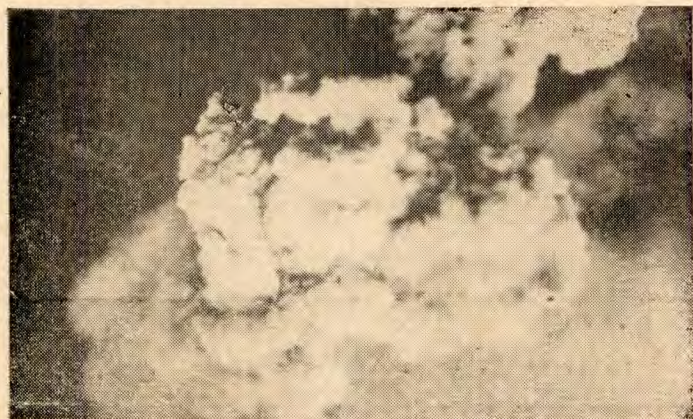


Figs. 11. a 17. Etapas en la evaporación del lago en el cráter del Boquerón (Junio 9 al 28, 1917).

11. El lago en el cráter de El Boquerón como era antes de la erupción de 1917.



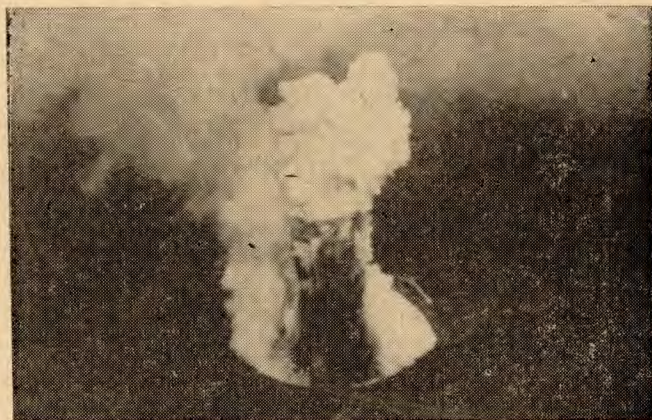
12. Evaporación del lago del cráter.



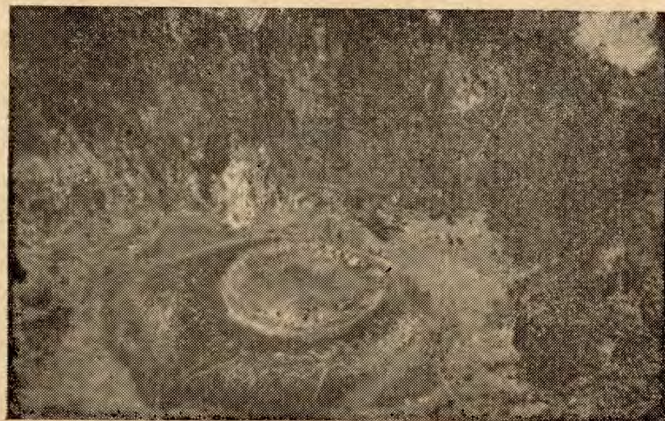
13. Aparición de un cono (Boqueroncito).



14. El principio de una erupción en el Boqueroncito.



15. La actividad eruptiva del Boqueroncito continuada hasta Noviembre, 1917.



16. El Boqueroncito después de la erupción.



17. El fondo del cráter del Boqueroncito, de 35 metros de profundidad.

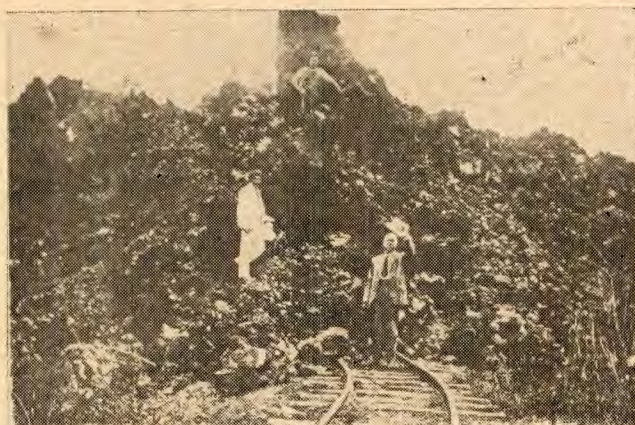


Fig 18. La lava pasó a través de la línea del tren de Quetzaltepeque a Ciudad Arce, a una distancia de unos 6 kms. al norte del sitio de la erupción



Fig. 19. Cráteres pequeños, muchos de los cuales, se han unido, erupcionando vapor y otros gases y haciendo explosión a intervalos.



Fig 20. El Tronador, uno de los más activos entre los cráteres pequeños.

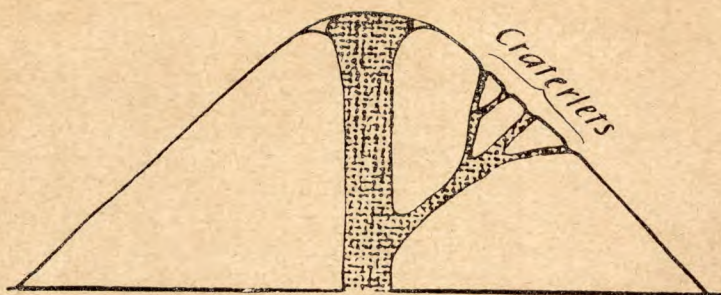


Fig. 21. Diagrama esquemático demostrando el origen de los cráteres pequeños a lo largo de una fisura de costado.

LA CUEVA DE NANARITA EN EL SALVADOR (CENTRO AMERICA)

Willi Herbert Grebe

Instituto Geológico de Hamburgo, Alemania

DC 551.44

La fila de los volcanes salvadoreños más jóvenes, denominada cadena volcánica, se extiende a unos 20 hasta 30 kms. al norte de la costa pacífica y paralela a ésta a través de la república centro-americana de El Salvador. En la cadena se distinguen diversos grupos de montañas, el más resaltante y más hermoso de entre ellos es el grupo de Santa Ana (figs. 1 y 2) con los volcanes de Santa Ana, Cerro Verde, San Marcelino, Cerro Chino e Izalco. También la gran cuenca hundida del Lago de Coatepeque pertenece a este grupo. El volcán más grande entre los denominados es el Santa Ana con sus 4 cráteres excéntricamente colocados; es a la vez el volcán más alto de El Salvador con aproximadamente 2.400 mts. de altura.

A este macizo volcánico pertenecen además una cantidad de cráteres parásitos, conos, etc. que forman una línea muy destacada desde el cráter en la cima del volcán de Santa Ana hacia el NNW. También en la falda norte, mejor dicho al pie norte del volcán se pueden distinguir distintas corrientes de lava, más o menos recientes; lecho y techo de éstas están compuestos de masas volcánicas flojas y en algunas partes de sedimentos de lagos pequeños.

En esta región, actualmente una de las áreas cafetaleras más ricas del país, se encuentra la cueva de Nanarita en un terreno suavemente ondulado a unos 6 kms. de distancia recta de la ciudad de Santa Ana, en la Finca El Marne. Tiene interés especial para el geólogo por su formación y por su estructura.

La cueva me fué anunciada por el Dr. FELTEN; la visitamos juntos con

él y el Dr. W. HABERLAND en Diciembre de 1953. El camino hacia allá parte de la ciudad de Santa Ana sobre la Carretera a Las Cruces y sigue sobre el desvío hacia El Cristo, siempre a través de cafetales. La cueva se encuentra en este terreno cultivado en la Finca El Marne y es accesible por un derrumbe del techo. Debajo de suelos de medio metro a un metro de espesor y de tobas del pie del Volcán de Santa Ana se halla aquí una corriente de lava de 4.25 mts. de espesor, que en su totalidad aparece maciza y cuya superficie tiene una estructura porosa de escorias (fig 3). Esta corriente se ha hundido en una extensión de 5 por 6 mts., de modo que se puede bajar sobre las masas de rocas y escombros hacia el fondo de la cueva que se encuentra a unos 8 mts. más abajo. Al pie de las masas derrumbadas se llega al resto conservado de la parte derrumbada de la cueva, de 1.5 hasta 2 mts. de altura que baja al fondo al lado opuesto de una anchura de 2 mts. De allá se ve que la cueva se extiende hacia la derecha y hacia la izquierda. Seguimos primero hacia la izquierda o sea hacia el norte (comparar el mapa de la cueva fig. 4, dibujado a base de nuestro levantamiento común).

Inmediatamente al norte del derrumbe pasamos a través de una bóveda poco encorvada de 11 mts. de ancho y de no más de 1.80 mts. de altura, formada por la corriente de lava del techo. Luego baja el fondo por más o menos 1 metro y llegamos a una sala grande, suavemente abovedada igual que el paso. Casi en el centro se extiende una grieta aguda en la corriente de lava con rum-

bo WNW-ESE, que representa la altura máxima de esta parte con unos 4 mts., mientras el diámetro transversal alcanza 19.5 mts. Hacia el norte la bóveda se hace más estrecha, luego forma un arco redondo que se continúa por arcos agudos altos. La altura debe alcanzar aquí hasta 8.5 mts., el ancho del fondo tiene 8.8 mts. La cresta alta se inclina hacia el norte y a la vez se estrecha el perfil transformándose en un paso en forma de campana. En toda la parte que pasamos ahora, o sea en la "sala doble central", encontramos en el paredón al lado este, debajo de la corriente de lava generalmente continua, masas flojas fuertemente descompuestas hasta una altura de 50 cms.

En el paso tipo campana ya mencionado la superficie inferior de la corriente de lava muestra formas fluviales (fig. 5). Después de unos 14 mts. llegamos a otra sala grande de 26 mts. de largo y 9-10 mts. de ancho. La mayor parte de esta sala está suavemente abovedada con alfuras medias entre 2 - 3 mts. En crestas transversales agudas alcanzan alturas hasta 5 mts. Las tobas que no se hallan en el paso acampanado, vuelven y alcanzan aquí alturas hasta más de 1 metro sobre fondo, de modo que en este caso se pueden hacer observaciones sobre el lecho de la lava. Encontramos en esta parte central de la "sala norte" en las tobas, finamente estratificadas sobre todo en las partes inferiores, grietas rellenadas de un material más oscuro y flojo (fig. 6) y además hallamos en el lecho inmediatamente debajo de la lava una faja oscura entre las rocas bastante descompuestas en su alrededor. La faja oscura es probablemente debida al efecto de contacto inmediato de la corriente de lava sobrepuesta. En la superficie inferior de la lava encontramos formaciones parecidas a estalactitas. Más hacia el norte las partes superiores de las tobas del lecho están plegadas de igual manera que la superficie inferior de la lava (fig. 7).

A continuación el fondo se baja por unos 0.6 mts.; pasando unos 10 mts. a través de una bóveda de 3 - 4 mts. de ancho y 1.7 - 2.0 mts. llegando a un

paso excavado en las tobas, cuyo perfil entero tiene la forma de un seto. Detrás de esta sala sigue otra sala más de unos 5 mts. de largo, 3 mts. de ancho y 2.0-1.2 mts. de altura que está cerrada al final por bloques de lava pendidos y caídos hacia abajo.

Llegamos al final de la parte norte de la cueva que tiene exactamente 100 mts. de largo. Las condiciones atmosféricas eran buenas con una temperatura de 22.9° C y una humedad de aire de 64 % al final de la cueva. Probablemente existe una corriente de aire tan suave que no la pudimos averiguar con nuestros medios, que tiene otro acceso a la superficie detrás del derrumbe.

Las excavaciones en esta parte de la cueva permiten deducir que los vecinos explotaban el suelo empapado de excrementos de murciélagos para fines de abono.

Regresamos a la entrada de la cueva y partimos hacia la parte sur de la misma que se extiende en el mismo rumbo (N-S). A unos pocos mts. al sur de la entrada llegamos a una "sala pequeña" de unos 15 mts. de largo y 6-8 mts. de ancho donde varía la altura máxima entre 3 y 5 mts. El techo norte de esta sala está formado por un plano inclinado de 20°, atravesado por grietas diagonales con distancias de 50 a 80 cms. entre sí. La otra parte del perfil de la sala que es medio redonda entra en algunas partes en el techo en forma cónica aguda. Hacia el sur la bóveda pierde bastante de su altura; llegamos a la "sala sur" grande a través de un paso de no más de 1.6 mts. de altura. La "sala sur" tiene 25 mts. de largo y 6-10 mts. de ancho. La bóveda plana se transforma en la parte céntrica en una invaginación aguda con techo de 8 mts. de altura y se continúa en el sur en un arco redondo de 3-4 mts. de altura.

A 62 mts. de la entrada, el perfil de la cueva está abruptamente cerrado por un banco de lava de rumbo diagonal. Siguen dos apéndices menores, el más oriental de ellos se continúa por unos 3 mts. debajo del banco diagonal de lava en el nivel del fondo. La altura de 1.4

mts. disminuye hasta 0.70 mts. hacia el norte. Luego se ha derrumbado este tramo.

En toda la parte sur hasta aquí mencionada el techo y los paredones están formados exclusivamente por lava. Las condiciones atmosféricas son peores que en el tramo antes discutido. La temperatura alcanza 24.5° C y la humedad de aire el 75 %. No se puede contar con una corriente de aire continua.

Encima de la corriente diagonal de lava existe otra continuación de la cueva, o sea un paso cónico de unos 5-6 mts. de largo. A través de una entrada estrecha llegamos a otro gabinete, que debe tener una altura máxima de 2.5-3.0 mts. mientras la longitud se midió en 6-7 mts. A continuación hacia el sur se encuentra una pendiente de escombros, hacia el este se observa un paso diagonal de poca altura que penetra en el techo, y a unos 2 mts. de distancia hacia el sur hay otro penetrando el lecho. Ambos pasos están sumamente destruidos.

Pero en esta parte de la cueva las condiciones atmosféricas son tan malas que se puede quedar allá sin aparatos solamente por pocos minutos. La temperatura medida con el termómetro de honda alcanzó 38.5° C. La temperatura en la cubierta de excrementos de murciélagos unos 40° C. La humedad del aire alcanzó en la entrada el 84 %, pero en el interior subió casi al 100 %. Esos factores, juntos con las emisiones de las masas de guano, que en su superficie están densamente pobladas por Ácaros, producen condiciones que el hombre puede soportar solamente pocos

minutos porque inmediatamente le dan náuseas etc. Para los murciélagos, en cambio, hay aquí aparentemente condiciones vitales ideales, porque el techo y los paredones de esta sala, así como los pasos laterales, innacesibles para nosotros sin aparatos, estaban densamente cubiertos de estos animales y de su descendencia.

La cueva de Nanarita aquí descrita no es, como se podría suponer primero, un túnel de lava, cuyo núcleo se había derramado, mientras el manto, es decir, las porciones exteriores de la corriente ya se habían enfriado. Pero podemos considerarla como cueva de lava porque las variadas formas de esta cueva están determinadas por una corriente de lava. El rumbo de la corriente de lava debe suponerse desde el sur o sea desde el volcán de Santa Ana. Las porciones inferiores de la corriente incandescente se han subdividido probablemente por causa de una colina de la superficie terrestre de entonces y han formado de tal manera las formas actuales de bóvedas en su superficie inferior. La lava que se derramó hacia el norte, transformó las masas flojas volcánicas y los suelos en el lecho. El movimiento y el peso de la corriente sobrepuesta originaron la formación de grietas y de plegamientos en los estratos superficiales. Al lado sur de la cueva actual se transformaron las tobas por la misma corriente de lava; al lado norte se originaron "crestas transversales" o sea invaginaciones en forma de fallas por tensiones interiores en la corriente de lava todavía no enfriada. Más tarde se formó el hueco de la cueva por la erosión de una corriente de agua subterránea.

L I T E R A T U R A

1. Sobre formas de lava:

COTTON, C. A.: 1952. Volcanos as landscape forms.—New York, 399 págs.

FRIEDLANDER, I.: 1915. Kleinformen vulkanischer Produkte III.—Z. Vulk. 1, pág. 219 etc.

HOBBS, W. H.: 1914. Barried lava tunnels as a factor in the drainage

of craters of the Hawaiian type.—
Z. Vulk. 1. pág. 86 etc.

2- Sobre la región volcánica mencionada:

WILLIAMS, H. & MEYER-ABICH, H.:
1954. Historia volcánica del Lago

de Coatepeque (El Salvador) y
sus alrededores.—Com. Inst. Trop.
El Salvador 3 (2/3). pág. 107-120.

Trad. O. SCHUSTER DIETERICH.



Fig. 3. La corriente de lava que forma el techo de la cueva de Nanarita, cerca de la entrada de la cueva. (Foto FELTEN).



Fig. 5. Cueva de Nanarita, formación escamosa de la lava en el lecho de la corriente entre la sala norte y la sala doble central.



Fig. 1. El grupo de Santa Ana con los volcanes de Santa Ana, Cerro Verde e Izalco, visto desde el occidente. En primer término cafetales y un beneficio.



Fig. 2. Los volcanes San Marcelino, Cerro Chino y Cerro Astillero desde la falda SE del volcán de Santa Ana. En el fondo La Cumbre.

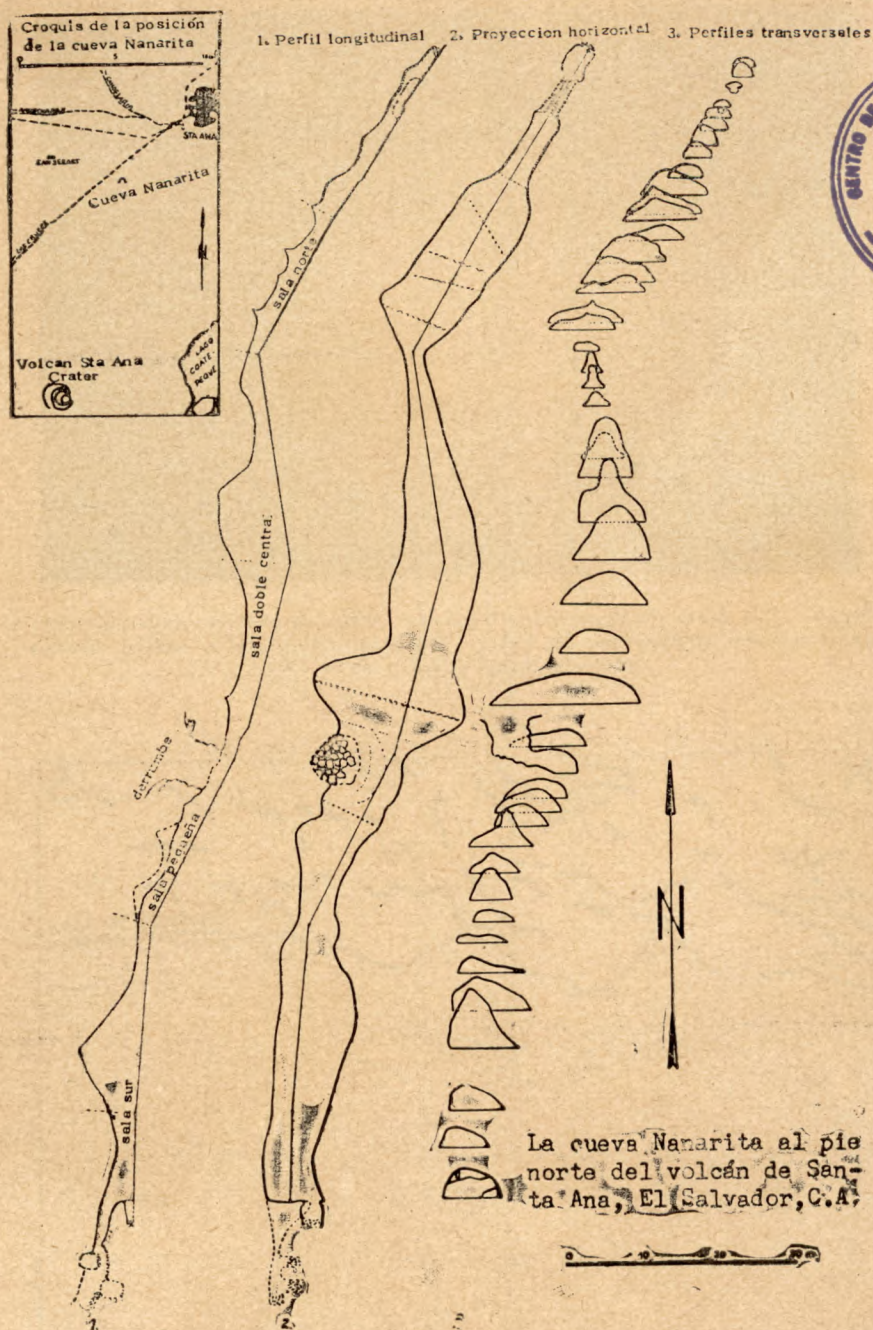


Fig. 4. Mapa de la cueva Nanarita. Este plano se ha dibujado a base de mediciones del 27 de Diciembre 1953. La representación no es ni peraltada ni deformada. En la proyección horizontal aparecen crestas transversales en forma de una línea doble en su propio punto; líneas punteadas significan cambios en el nivel del fondo. En el perfil longitudinal se representan los cortes fuera de la línea del perfil por medio de rayitas. Dibujo por W. H. GREBE.



Fig. 6. Sala norte de la cueva de Nanarita. Area de contacto de la corriente de lava sobre sedimentos de tobas. Del plano de contacto parten grietas rellenas hacia adentro de la toba.

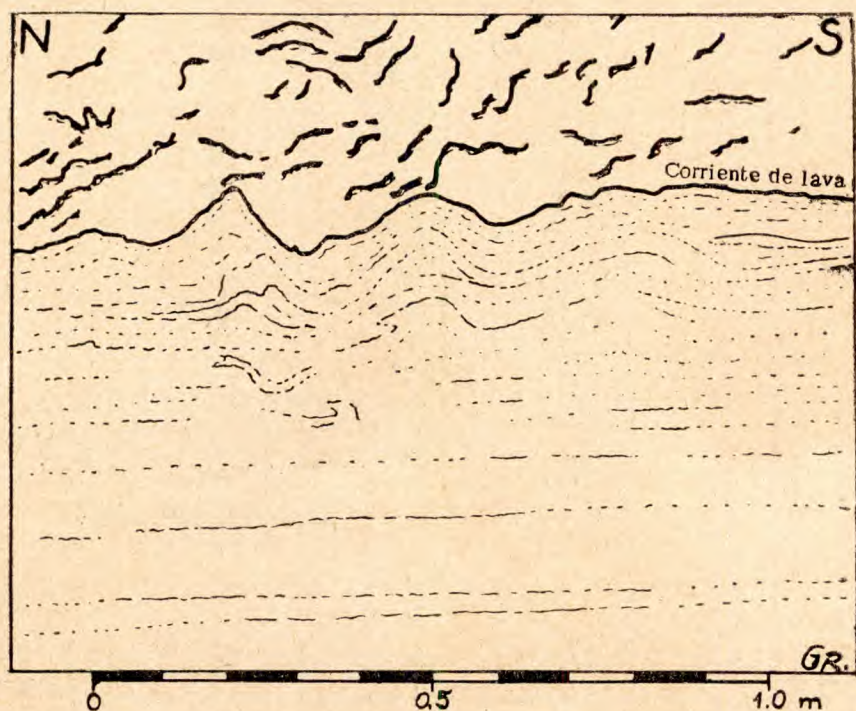


Fig. 7. Plegamiento por estancamiento de una corriente de lava en sedimentos de tobas de la cueva de Nanarita, sala norte (dibujo según una foto de FELTEN).

LA ENTREVISTA DE LAS CIENCIAS CON LAS HUMANIDADES EN EL CONOCIMIENTO CIENTIFICO ACTUAL

Prof. Dr. Adolf Meyer-Abich

Catedrático de la Universidad de Hamburgo

Miembro fundador del Instituto Tropical de Investigaciones Científicas
de la Universidad de El Salvador

DC 500-100

I

En el campo del conocimiento científico no ha ocurrido durante la mitad pasada de nuestro siglo vigésimo ningún cambio más grande que la transformación absoluta que se realizó en la relación mutua de las ciencias exactas y naturales con las humanidades. No es exagerado afirmar que a principios de nuestro siglo ciencias y humanidades no tenían nada de común, al contrario entre ellas existía la más grande incompreensión. En aquellos días, un famoso químico, WILHELM OSTWALD, portador del premio Nobel, publicó en 1911 un librito con el título muy simbólico: "Ciencias exactas y ciencias de papel" ("Naturwissenschaften und Papierwissenschaften"). Según su opinión las ciencias espirituales no valen el papel en el cual están escritos sus textos.

Hoy día las relaciones mutuas entre ciencias y humanidades han cambiado por completo. Tampoco es exagerado si se interpreta la situación actual por las siguientes frases: Las ciencias exactas y naturales están transformándose en ciencias culturales (en humanidades), mientras estas ciencias espirituales se transforman rápidamente en ciencias naturales. Esto vale en particular para las ciencias históricas (para la historia universal misma y para la historia lite-

ria), las cuales actualmente se comportan como una ciencia biológica (como la Filogenia o la historia de los organismos). Vamos a estudiar estas tendencias más típicas para el conocimiento científico actual ganando así un panorama más interesante y más instructivo de la actual vida espiritual de la humanidad. Procederemos de manera tal que estudiaremos primero las humanidades en su afinidad actual con las ciencias y después recíprocamente la conquista de las ciencias por el conocimiento característico de las humanidades.

II

El influjo del pensamiento científico en las humanidades puede comprobarse más intensamente en la Historia Universal. El cambio de interés dentro de las ciencias históricas como tal es algo muy notable. Hasta fines de la primera guerra mundial (más o menos) la historia científica ha tenido casi exclusivamente como objeto único el estudio de la historia política de los diferentes estados. La famosa obra de SPENGLER sobre "la Decadencia del Occidente" ha marcado aquí el gran cambio del interés de los historiadores. SPENGLER ha sido el primero en nuestro siglo que como objeto original de sus investigaciones históricas ha elegido las culturas universales como tales, en vez de los estados. Para él los estados no son los portadores fundamentales de las culturas sino al revés éstas representan las fun-

ciones originarias del movimiento histórico — universal, que determinan casi causalmente los papeles particulares, los cuales como órganos dependientes tienen que desempeñar estados, sociedades, comunidades, academias, etc. en la realización de las respectivas culturas universales de la humanidad. SPENGLER considera una tal cultura universal humana como una planta, mejor dicho como un completo reino vegetal, que como cada organismo individual vive sus épocas embrionales, adultas y decadentes. Calcula SPENGLER que la edad total de una cultura universal humana en más o menos de mil años. Generalmente puede caracterizarse la nueva historia universal de SPENGLER como una *Morfología comparada de las culturas humanas*. La manera de considerar sus problemas verdaderamente históricos y de ganar sus soluciones correspondientes es totalmente la misma como el procedimiento típico de un biólogo que estudia la anatomía o la embriología comparadas de un grupo de plantas o animales. La historia universal de las culturas humanas se ha transformado así en una pura continuación de la Filogenia biológica de la antropología corporal hasta la espiritual. La historia universal se ha convertido en un capítulo particular de la Antropología biológica. El otro gran representante de la moderna historia universal es el famoso historiador inglés TOYNBEE. En la gran obra de su vida, en "Study of History" (Oxford 1934 54, 10 tomos) TOYNBEE sigue el método de SPENGLER, sin embargo con menos Biologismo. Para TOYNBEE las culturas históricas no son plantas o animales sino seres puramente históricos y espirituales. Sin embargo también TOYNBEE trata de sus sujetos históricos como si fueran entes organizmicos, aplicando a ellos los mismos métodos y principios de la anatomía comparada biológica. En este sentido distingue TOYNBEE en total 21 culturas humanas autónomas, que corresponden a los "arquetipos" de la morfología comparada y de las cuales 16 son ya culturas "fósiles" y solo 5 culturas todavía "recientes". Estas culturas autónomas todavía vivientes son la cristiana

occidental (Europa occidental y las Américas), la cristiana oriental (Rusia y los pueblos balcánicos), la islámica, la india y la china-japonesa. Además habla TOYNBEE de culturas "rudimentarias" como la cristiana etíope. Creo que estas referencias bastan para demostrar nuestra tesis que la historia universal moderna se encuentra tratada de manera biológica.

Este cambio del conocimiento histórico de un historismo político a un historismo cultural me parece muy simbólico para nuestra propia situación histórica. Pues nosotros vivimos el fin de todas las tendencias nacionalistas en el mundo y el surgimiento de nuevas federaciones supranacionales, de las cuales cada una está fundada sólo en una cultura común. Por el momento, la más importante de estas federaciones venideras supranacionales es la muy deseada unión de los estados de Europa Occidental. Su base cultural común es el cristianismo católico y protestante, que históricamente considerado no representa más que un hijo legítimo del catolicismo. Aún cuando esta venidera unión europea occidental significa en cierto grado también una mayor autonomía de Europa Occidental frente a las Américas, el Secretario de Estado Norteamericano JOHN FOSTER DULLES dió su plena y favorable aprobación a la unión europea diciendo que la comunión cultural entre Europa Occidental y las Américas es tan grande e históricamente tan bien fundada que nunca Europa Occidental podría anexarse al comunismo. Y esto seguramente es la pura verdad, mientras valga el axioma fundamental del conocimiento histórico de que el poder —que más poderosamente determina el futuro— es la historia pasada. Otras federaciones ya existentes o en statu nascendi son la unión de Rusia y los pueblos balcánicos, históricamente unidos por la raza eslava y el cristianismo bizantino, la venidera unión árabe desde Marruecos hasta Paquistán unida por la religión islámica etc. Así se conoce bien que el cambio de interés cognoscitivo de los historiadores actuales hacia una historia universal, cultural y

supranacional, se encuentra íntimamente conectado con la decadencia de la idea nacionalista que desde del Renacimiento hasta nuestros días ha dominado casi exclusivamente las ciencias históricas. La unión de los estados centroamericanos, que gracias especialmente a la iniciativa del Gobierno de El Salvador, podía realizar progresos tan esenciales durante los últimos años pasados, me parece también una ilustración muy característica del movimiento histórico actual y universal.

Esto basta para tomar la historia universal como ejemplo de la infiltración del pensamiento científico-biológico en las humanidades. Tal vez todavía más documental para la conquista de las ciencias culturales por las naturales son ciertas tendencias modernas dentro de la Historia Literaria. Aquí el poeta inglés y portador del premio Nobel, ELLIOT, ha contribuido algunas consideraciones sobre los caracteres del poeta clásico, que seguramente corresponden también al pensamiento biológico. ELLIOT considera la evolución literaria de cualquier idioma cultural casi como un proceso biológico. El idioma cultural se distingue esencialmente de todo lo que puede caracterizarse como un idioma "natural". Idiomas naturales son los diferentes dialectos que se hablan de manera diferente y típica en las diferentes provincias de un pueblo. Así el pueblo de la Grecia antigua ha dispuesto de muchos diferentes dialectos, del jónico, del dórico, del ático, etc. Pero el idioma griego generalmente igual para todos los griegos es idéntico con aquel dialecto griego que ha hablado el poeta más grande de Grecia: HOMERO. Así el idioma de HOMERO expresó el "alto" griego cultural aumentado por el idioma filosófico-científico de PLATON y ARISTOTELÉS, que alcanzó una perfección tal que hasta nuestros días sirve como el idioma profesional de todas las terminologías científicas y técnicas del mundo. De una manera semejante se han desarrollado todos los idiomas culturales en todos los pueblos. El alto Francés fue creado por los poetas clásicos franceses: CORNEILLE, RACINE, MO-

LIEBE y VOLTAIRE; el alto italiano representa el idioma de DANTE; CERVANTES ha creado el alto castellano y el alto alemán representa una creación de LUTERO y principalmente de GOETHE. Todo esto es bien conocido, pero ahora empieza la tesis de ELLIOT. Para él este desarrollo del idioma cultural de los dialectos rurales se realiza como un proceso evolutivo-biológico y no continúa por eso indefinitivamente; pasa por sus estaciones embrionales. alcanza su estado adulto como su época floreciente y continúa finalmente en su época más larga de debilidad senil y de degeneración terminando como un idioma muerto. En un tal proceso evolutivo de los idiomas culturales los poetas clásicos representan ahora las etapas embrionales sucesivas. Cada poeta clásico —ya en cierto grado también los grandes filósofos para la función intelectual del idioma— realiza por su poesía una nueva potencia hasta entonces sólo latente en su idioma. Así el idioma cultural alcanza su culminación, si todas sus potencias latentes se encuentran realizadas; el idioma entonces es adulto, incapaz de nuevos progresos y entra en su período senil. El Latín clásico alcanzó esta última madurez en VIRGILIO, los demás idiomas en los ya mencionados poetas clásicos. Entre los conocidos idiomas europeos sólo el inglés todavía no ha obtenido su madurez definitiva —SHAKESPEARE no lo representa según ELLIOT— y se está esperándola todavía en un futuro más o menos lejano. Esta argumentación en pro del inglés me parece fabricado un poco ad hoc. Es realmente todavía un problema completamente abierto, si en verdad existe cualquiera limitación en el desarrollo de un idioma cultural. El castellano p. e. no debe considerarse sólo en su evolución dentro de España misma. Si tomamos en consideración también los desarrollos muy especiales del castellano en los diferentes países iberoamericanos, entonces no puede afirmarse, que el castellano ya ha encontrado su estado definitivo, sino al contrario que representa un idioma muy vivo con muchas potencialidades todavía no realizadas. Lo único que en la argumentación de ELLIOT

seguramente es correcto consiste en su biologismo, pero es muy dudoso, si la filosofía del lenguaje nos permite tratar de los idiomas como de seres organizados. En todo caso nos demuestra la tesis de ELLIOT —de la función del poeta clásico en el desarrollo de idiomas culturales— un buen ejemplo para la infiltración del pensamiento biológico en el dominio de la historia literaria. Considerando finalmente nuestros ejemplos típicos de la historia universal y de la historia literaria en sus relaciones muy íntimas con el conocimiento científico actual, entonces ya no existe ninguna duda de que hoy día ha tenido lugar una conquista muy esencial de las humanidades por los principios y métodos del conocimiento científico actual.

III

Pero no vale menos también lo recíproco. Ha tenido lugar además una conquista grande de las ciencias más exactas físicas y biológicas por el pensamiento histórico de las ciencias espirituales y culturales. Corresponde al movimiento científico actual estudiar los fenómenos más interesantes de este intercambio esencial entre las ciencias y las humanidades.

Hay ciencias ideales y reales. A las ideales pertenecen las matemáticas, que tratan de los números, y la filosofía, que trata de las ideas. Ciencias reales son todas las ciencias exactas y naturales, pero también las ciencias espirituales y culturales. Ya hemos comprobado que las ciencias espirituales todas son ciencias históricas. La manera de pensar históricamente es la lógica más característica de todas las ciencias espirituales y culturales. Al contrario están caracterizadas las ciencias exactas físicas y biológicas por su relación más íntima con las matemáticas, que representan la lógica típica del conocimiento científico exacto. Según el postulado famoso de KANT, que ha dicho, "que cualquiera ciencia comprende sólo tanta ciencia verdadera como contiene matemáticas". Y la esencia lógica del conocimiento matemático consiste en la ausencia abso-

luta de todo lo que posee cualquiera relación con el conocimiento histórico. Todo lo matemático está absolutamente libre de cualquier tinte histórico. Las leyes físicas como p. ej. la ley de la caída libre de GALILEO o la ley de gravedad de NEWTON valen de manera absolutamente igual por toda la historia, en lo pasado igualmente que en lo presente y en el futuro. La naturaleza física es ahistórica y absolutamente desinteresada, si ya existen hombres para descubrirlas o no. Esta situación clásica del conocimiento físico se ha cambiado hoy en día por completo: La lógica interna puramente matemática del conocimiento físico se encuentra atacada y parcialmente ocupada por el pensamiento típico histórico. Aquí tenemos probablemente el síntoma más esencial que distingue la física clásica de GALILEO y NEWTON hasta HELMHOLTZ y Lord KELVIN, que comprende los siglos desde el Renacimiento hasta fines del siglo pasado, de la física más moderna de nuestro propio siglo caracterizado generalmente como la "microfísica" de los átomos y *quantums*. Esta infiltración de la física ahistórica clásica con elementos históricos durante su transformación en la microfísica moderna ocurrió primero de una manera que todavía no manifestó el motivo histórico en este proceso esencial del conocimiento físico actual. Los físicos teóricos mismos hablaron solo de un principio completamente nuevo para el conocimiento físico, al cual ellos dieron el término de la complementariedad de onda y corpúsculo. Resulta curioso que existió de una vez una física dualista. Ya en la física clásica han existido siempre diferentes teorías universales y diferentes maneras de considerar la realidad física. En la mecánica clásica se pensó en corpúsculos, mientras en la no menos clásica electrodinámica se pensó en ondas. Sin embargo existió siempre la fe absolutamente segura entre los físicos que en un día no muy lejano ambas maneras de considerar lo físico tendrían que reunirse en una única física universal

dirigida por una única teoría más universal, de la cual podrían derivarse matemáticamente la mecánica al igual que la electrodinámica como teorías parciales, de la misma manera como p. ej. es posible derivar de la ley general de los gases las leyes especiales de BOYLE—MARIOTTE y de GAY—LUSSAC.

Esta fe de la física clásica hay que abandonarla por completo y principalmente hoy día. Esto es el sentido importante del principio nuevo de la complementariedad. El desarrollo de las diferentes partes de la física clásica hacia una única física unida y monista ha sido un sueño hermoso que nunca puede cumplirse. Desde nuestra época existirán siempre por lo menos dos físicas teóricamente diferentes. Cada una de ellas representa en sí un sistema lógicamente cerrado de teoremas, pero principalmente no puede existir ningún sistema superior capaz de comprender las dos físicas también en sí sistemáticamente. Ambas físicas se suplementan la una con la otra a la física total, como se suplementan dos colores complementarios en el color blanco. Por eso los físicos teóricos han caracterizado la relación mutua de las dos físicas modernas como una complementariedad lógica. Tal complementariedad significa por eso la imposibilidad de establecer una unión superior sistemática. Esta imposibilidad no es momentánea sino absoluta en principio. Esto es lo nuevo en la actual situación cognoscitiva de la física moderna. Dentro de las ciencias físicas y biológicas nunca antes ha existido una situación semejante. Pero sí, conocemos bien una situación correspondiente en las ciencias históricas. La misma relación entre conocimientos científicos, que los físicos teóricos modernos denominan complementariedad, es bien conocido entre los historiadores desde de HEGEL como una síntesis dialéctica. Comprende una tesis y una antítesis que se suplementan en la síntesis dialéctica. Tesis y antítesis nunca representan contradicciones lógicas, al contrario forman afirmaciones opuestas pero suplementarias. De afirmaciones contradictorias sólo una

puede ser verdadera y la otra tiene que ser falsa, mientras tesis y antítesis participan igualmente en la misma verdad, siendo la tesis explicable sólo cuando vale también la antítesis. Sin antítesis no hay tesis y viceversa. La historia del espíritu y particularmente de la filosofía nos da una abundancia de ejemplos. Así puede explicarse lo que es el materialismo sólo si consideramos igualmente el espiritualismo y recíprocamente. Nadie sabe decir en la historia de las artes lo que es impresionismo sin referirse simultáneamente a lo que denominamos expresionismo. Esta relación entre conocimientos la denominamos dialéctica, y ella representa la lógica más importante y característica de las humanidades. No sólo en las ciencias culturales, sino también en la correspondiente vida práctica. El campo práctico de la historia lo denominamos política y todo el mundo sabe, qué papel el arte dialéctico desempeña en la vida política.

Pues bien, si comparamos ahora la complementariedad física con esta dialéctica histórica, entonces reconocemos de una vez la perfecta identidad lógica de ambas maneras de considerar asuntos reales. Ha sido el filósofo MAX WUNDT quien primero en un ensayo sobre "la física moderna y la lógica de HEGEL" ha comprobado esta identidad sobre la física moderna y el historicismo de HEGEL. Dialécticamente considerada nos ofrece la microfísica moderna una perfecta síntesis hegeliana. Siendo la microfísica del corpúsculo la tesis, representa la microfísica de la onda la antítesis, dentro de la microfísica total como síntesis superior. La física total nunca existirá como un sistema superior sino sólo como una síntesis superior dialéctica. De tal manera la estructura lógica interna de la moderna física matemática se ha comprobado como una estructura lógica histórica. Así el pensamiento histórico ha conquistado hoy día el corazón de la ciencia más ahistórica que hasta ahora existió, esto es la física matemática. La complementariedad física en su esencia es idéntica con la dia-

lética histórica. Es seguro que existe también cierta diferencia entre el complementarismo de la física moderna y el dialecticismo de las ciencias históricas y de las humanidades. Sin embargo se trata aquí sólo de diferencias graduales pero nunca de principios. En las humanidades tesis y antítesis no representan sólo conocimientos suplementarios sino que se encuentran además en cierta oposición mutua. Considérense nuestros ejemplos del materialismo-espiritualismo y del impresionismo-expresionismo. Tal oposición —por lo menos actualmente— no existe entre la microfísica corpuscular y la microfísica ondulatoria; aquí tenemos —al menos hoy— sólo la relación dialéctica del suplemento puro: Si consideramos un objeto microfísico —un átomo o un quantum— del punto de vista corpuscular, entonces no podemos descubrir ningún carácter ondulatorio y viceversa. Una cierta oposición existe también aquí, pero es una oposición del pensar físico no del objeto físico mismo. Sin embargo si consideramos que objetos verdaderos existen sólo en la naturaleza, mientras el mundo espiritual conoce sólo sujetos, entonces esta diferencia pequeña gradual entre complementariedad física y dialéctica histórica desaparece también casi por completo. No hay duda, pues, de una perfecta historización de las ciencias por las humanidades. Hemos hablado de la complementariedad aquí sólo en relación con la física moderna. Sin embargo no es difícil constatar relaciones complementarias y por eso dialécticas en las ciencias biológicas. Pero para nuestros fines actuales no vale la pena estudiar aquí también las ciencias biológicas bajo estos puntos de vista. Si existe la lógica dialéctica dentro del conocimiento físico, entonces ya de antemano tiene que existir además en todas las demás ciencias de la naturaleza.

Su humanismo más alto y más sublime alcanza la física moderna en una frase del famoso físico HEISENBERG, portador del premio Nobel, que en una conferencia recientemente dictada sobre el "cambio del concepto mundial físico" declara: Tal vez lo más importante en

la situación actual del conocimiento físico consiste en que por primera vez en la historia, el hombre se revela siempre así mismo, aún cuando él está investigando la naturaleza física". De este modo la ciencia física más exacta está transformándose en una parte integral de las humanidades. Al final del párrafo segundo hemos comprobado la cientificación de las Humanidades, y ahora hemos descubierto la humanización de las ciencias. Creo que no existe ninguna demostración más detenida para nuestra tesis inicial del acercamiento más esencial y más interesante de las ciencias a las humanidades y de las humanidades a las ciencias. El conocimiento humano está desarrollándose con gran rapidez del pluralismo actual de diferentes ciencias hacia un holismo de la una y misma ciencia universal.

La argumentación que HEISENBERG dió a su arriba mencionada tesis revolucionaria, es tan instructiva e impresionante que la citamos aquí detenidamente, concluyendo con estas frases de HEISENBERG nuestro artículo:

"Si desde la situación de las ciencias naturales modernas procuramos acercarnos, a tientas, a los fundamentos hoy en pleno movimiento, tenemos la impresión de no simplificar las cosas en demasía al afirmar que, por primera vez en el curso de la historia, el hombre se halla frente sólo a sí mismo en esta tierra y que ya no encuentra otros socios ni adversarios. Por de pronto, esto se refiere sencillamente a la lucha del hombre con los peligros exteriores. Antes, el hombre se veía amenazado por las fieras, las enfermedades, el hambre, el frío y otras fuerzas de la naturaleza, y en medio de esta contienda, todo perfeccionamiento de la técnica equivale a fortalecer la posición del hombre, es decir que constituye un progreso. En nuestra era, en la cual la tierra se va poblando cada vez más densamente, la restricción de las posibilidades vitales y, por consiguiente, la amenaza proviene en primer lugar de los demás hombres, que también hacen valer sus derechos sobre los bienes de esta tierra. En me-

dio de tales conflictos, el perfeccionamiento técnico ya no es necesariamente un progreso. La afirmación de que el hombre ya no se halla sino frente a sí mismo, adquiere, en la era técnica, una validez mucho más amplia. En otras épocas, el hombre se enfrentaba con la naturaleza, y la naturaleza poblada de seres de toda especie constituía un reino, que vivía bajo sus propias leyes y al cual el hombre tenía que incorporarse de una u otra manera. En nuestra época vivimos, sin embargo, en un mundo tan fundamentalmente transformado por el hombre, que en todo momento, al manejar los aparatos de la vida diaria, al tomar un alimento preparado a máquina, al recorrer un paisaje transformado por la mano del hombre, tropezamos con las estructuras creadas por el hombre, es decir que en realidad siempre nos encontramos solo con nosotros mismos. Es cierto que habrá regiones en esta tierra, donde este proceso aún tardará mucho en acabar del todo, pero en el futuro más o menos próximo, el dominio del hombre será, a este respecto, absoluto.

"Esta nueva situación se nos presenta en su aspecto más palpable en las ciencias naturales modernas, en las cuales, como acabo de decir, resulta que ya no es posible contemplar "en sí" los elementos constitutivos de la materia considerados, en un principio, como última realidad objetiva, que dichos elementos se sustraen a toda fijación objetiva en el espacio y en el tiempo y que en el

fondo el objeto de la ciencia no puede ser otra cosa que nuestro conocimiento de estas partículas. El objeto de la investigación ya no consiste en comprender lo que son los átomos y sus movimientos "en sí" es decir desligados de nuestra problemática experimental, sino que nos encontramos, desde un principio, en medio de la contienda entre la naturaleza y el hombre, contienda de la cual las ciencias naturales no constituyen sino un aspecto, de modo que las distinciones habituales que en el mundo establecemos entre el sujeto y el objeto, entre el mundo interior y el mundo exterior, entre el cuerpo y el alma ya no cuadran y nos crean dificultades. En las ciencias naturales, el objeto de la investigación también ha dejado de ser la naturaleza "en sí" sino que se trata de la naturaleza expuesta a la problemática humana, y por ello, el hombre aquí también se vuelve a encontrar así mismo.

"Por lo visto, la tarea de nuestra época consiste en que nos conformemos con esta nueva situación en todos los ámbitos de la vida, y sólo cuando se haya logrado esto, el hombre recuperará "las manifestaciones del espíritu" del cual nos habla el sabio chino. Habrá que recorrer un camino largo y penoso antes de alcanzar la meta y desconocemos las estaciones que pueda haber en este calvario. Pero si procuramos formarnos una idea de lo que será este camino, se nos permitirá que recordemos el ejemplo de las ciencias exactas".