

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO  
INSTITUTO DE GEOLOGIA

BOLETIN NUMERO 96

ATTAPULGITA SEDIMENTARIA MARINA  
DE YUCATAN, MEXICO

por  
LIBERTO DE PABLO GALAN

CALCULO CRISTALOGRAFICO  
PROGRAMA DE CALCULO ELECTRONICO, prog. 140

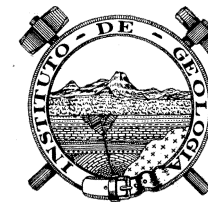
por  
FRANCISCO J. FABREGAT GUINCHARD

EL VULCANISMO DE LAS PLANICIES  
DE LA HUASTECA (Este de México)  
DATOS GEOQUIMICOS Y PETROGRAFICOS

por  
CLAUDE ROBIN

GEOLOGIA DE LA FAJA DEL SALTO,  
DURANGO, MEXICO

por  
DAVID EDWIN WAHL, Jr.



MÉXICO, D. F.  
1976

ATTAPULGITA SEDIMENTARIA MARINA  
DE YUCATÁN, MÉXICO

*Liberto de* PABLO GALÁN



Primera edición: 1976

DR © 1976, Universidad Nacional Autónoma de México  
Ciudad Universitaria. México 20, D. F.

DIRECCIÓN GENERAL DE PUBLICACIONES

Impreso y hecho en México

## CONTENIDO

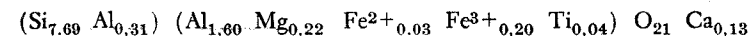
|                                                     |    |
|-----------------------------------------------------|----|
| RESUMEN . . . . .                                   | 7  |
| INTRODUCCIÓN . . . . .                              | 8  |
| OCURRENCIA . . . . .                                | 8  |
| Localización . . . . .                              | 8  |
| Geología . . . . .                                  | 9  |
| Petrología . . . . .                                | 9  |
| PROPIEDADES . . . . .                               | 19 |
| PROPIEDADES . . . . .                               | 19 |
| Difracción de rayos X . . . . .                     | 19 |
| Composición química y fórmula estructural . . . . . | 22 |
| Absorción infrarroja . . . . .                      | 23 |
| Microscopía electrónica . . . . .                   | 23 |
| BIBLIOGRAFÍA . . . . .                              | 25 |
| APÉNDICE. Estudios mineralógicos . . . . .          | 28 |

## ATTAPULGITA SEDIMENTARIA MARINA DE YUCATÁN, MÉXICO

### RESUMEN

Attapulgita o palygorskita se localiza en las cercanías de Ticul, península de Yucatán, México. La zona está limitada, en su parte occidental, por la sierra de Ticul, un arrecife de biocalcarenita del Eoceno, en contacto, hacia el N y E, con sedimentos marinos calcíticos y dolomíticos de precipitación biogénica y química, formación de aragonita y neoformación de calcita y dolomita. En éstos sedimentos la attapulgita se presenta como masas verdosas plásticas pseudoesféricas, lentes o estrechos horizontales concordantes con la caliza, siendo de precipitación química por reducción de la solubilidad de  $\text{Si}^{4+}$  y  $\text{Al}^{3+}$  por  $\text{Mg}^{2+}$  en medio alcalino (pH 8-10). En la caliza inmediata abundan indicios de microfauna, cavidades con calcita acicular y geles anhidros, amorfos, silícicos, de índice 1.48-1.53, de precipitación y en los que posteriormente cristalizó la attapulgita, todo ello dentro de un ambiente de lagunas costeras con aguas recumbentes, de poca profundidad y abundante actividad biogénica.

Los estudios mineralógicos confirman la cristalización monoclinica de la attapulgita en una celda de dimensiones  $b=17.95\text{\AA}$  y  $a=12.86\text{\AA}$ , presentándose sus distancias interplanares e intensidades. El análisis químico indica 54.50%  $\text{SiO}_2$ , 11.48  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 10.55  $\text{MgO}$ , 0.86  $\text{CaO}$ , 0.31 $\text{FeO}$ , 1.88  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 0.37  $\text{TiO}_2$ , 9.00  $\text{H}_2\text{O}-$  y 10.95  $\text{H}_2\text{O}+$ , lo que permite calcular la fórmula:



siendo las pérdidas por calentamiento a 80°, 200°, 400° y 700 de 9.00%, 2.39, 6.60 y 1.96 respectivamente. En absorción infrarroja se notan los estiramientos protón-oxígeno del agua estructural y zeolítica a 358  $\text{cm}^{-1}$  y 3515 y, de los H<sub>2</sub>O de constitución, a 1640  $\text{cm}^{-1}$  y 1440. La sustitución tetrahédrica  $\text{Si}^{4+}/\text{Al}^{3+}$  y el aumento de la distancia (Si, Al) —0 se registran entre 1100  $\text{cm}^{-1}$  y 900 y, la sustitución octahédrica de  $\text{Al}^{3+}$  por  $\text{Mg}^{2+}$ , y  $\text{Fe}^{3+}$  se confirma por absorciones intensas a 515  $\text{cm}^{-1}$ , 490 y 445. Por microscopía electrónica se observa típica cristalización acicular en fibras de 0.5 a 1.0 micrones de sección y hasta 10 de largo, con terminación acicular.



## INTRODUCCIÓN

La attapulgita o palygorskita es un mineral arcilloso, escaso, de valor económico y para el que no se tenían localizados yacimientos en México. Ello motivó el interés del autor que además aumentó durante 1969 al realizar algunas investigaciones sobre los colorantes usados por los antiguos mayas, particularmente el llamado "Azul Maya", un producto de intensa coloración azul resultante de la absorción de colorantes vegetales sobre attapulgita. Posteriormente, algunos datos reunidos sobre la cerámica de la zona de Yucatán, sugirieron que dicha arcilla pudiese estar entre sus ingredientes. A ello, se agregó el interés por estudiar la geología, mineralogía y génesis de las arcillas formadas en los sedimentos calcáreos de la Península de Yucatán.

El autor visitó Yucatán hacia 1971, particularmente la zona de Ticul, productora de cerámica artesanal de singular diseño. Recorrió los varios pequeños yacimientos en explotación, muestreándolos, así como las calizas y dolomitas en que se presenta la attapulgita, impresionándose por la excepcional pureza y calidad de la arcilla. Los resultados de sus estudios geológicos, petrológicos y mineralógicos se presentan a continuación.

## OCURRENCIA

### Localización

La attapulgita o palygorskita estudiada procede de las cercanías de Ticul, Estado de Yucatán, México. Ticul está situada a  $89^{\circ}32'$  de longitud y  $20^{\circ}24'$  de latitud, 80 km al sur de Mérida, la capital del Estado. Se llega siguiendo la carretera 66 de Mérida a Umán, al SO, continuando hacia el S por la estatal 3 a Muna y hacia Carrillo Puerto, al SE, por la 148, que cruza Ticul y el área de interés. También se comunica por ferrocarril con Mérida.

Excelentes ejemplares de attapulgita se colectaron en la Hacienda de Ocat, a 80 km de Ticul sobre la carretera a Muna, aproximadamente 500 m al NE de la entrada, en pequeñas y rudimentarias minas a las que se penetra

mostrándose por estrechos socavones. La arcilla se presenta como masas particulares o esféricas de hasta 3 m de sección, húmedas, sumamente plásticas, de color verde grisáceo. Otros ejemplares se obtuvieron 6 km al SE de Ticul sobre el camino a Chapa, donde se presenta como lentes o estrechos horizontales verdosos en calizas grisáceas cretosas.

### Geología

La geología de la zona de Ticul ha sido descrita por Butterlin y Bonet (1962) como parte de su estudio geológico de Yucatán (Fig. 1). Dichos autores concluyen que la sierra de Ticul —o de Puc—, que limita al occidente el área de interés y atraviesa la Península en dirección ONN-ESE transversalmente a un drenaje SSO-NNE dominante, es el relieve más importante. Al N y S ocurren dolomitas. El pico más elevado es la montaña de Ticul, de 275 m de altura formada por una calcarenita rojiza de grano fino, con fragmentos de Rotalidae y Amphidora sp., facies de litorales marinos recumbentes, del Paleoceno Superior al Eoceno Medio. Un barreno dado en la zona (pozo Ticul 1 Petróleos Mexicanos) atravesó más de 2000 m de calizas y rocas salinas —anhidrita, yeso, halita. De aquí se sabe que los niveles calcáreos, conteniendo *Pythonella ovalis* y *Gumbelina*, se colocan en el Cretácico Superior descansando sobre un zócalo andesítico del Cretácico Inferior.

En su recorrido, el autor observó al E y SE de la Sierra de Ticul y en las cercanías de la población de igual nombre, una extensa área de sedimentos calcáreos y de dolomitas de grano fino, amarillentos, en los que la attapulgita se presenta como masas pseudoesféricas, lentes o estrechos horizontes en la caliza. Normalmente son de color verde grisáceas, sumamente plásticas cuando húmedas o compactas y relativamente duras cuando secas. Las dos localidades visitadas en la Hacienda de Ocat y sobre el camino a Chapa, ambas en explotación, separadas entre sí por unos 12 km en línea recta, son muy similares y sugieren una amplia distribución en extensión al menos, de la arcilla. La Sierra de Ticul es como ya se dijo el accidente más importante, formado por una calcarenita con abundante microfauna que confirma las facies de lagunas costeras.

### Petrología

Los estudios de las muestras colectadas a lo largo del recorrido Muna-Ticul-Chapa indicaron, para la serranía de Ticul o de Puc, en la montaña de Ticul, una biocalcarenita de color marrón rojizo, de precipitación bioquímica y escaso transporte, con abundantes fragmentos de algas calcáreas

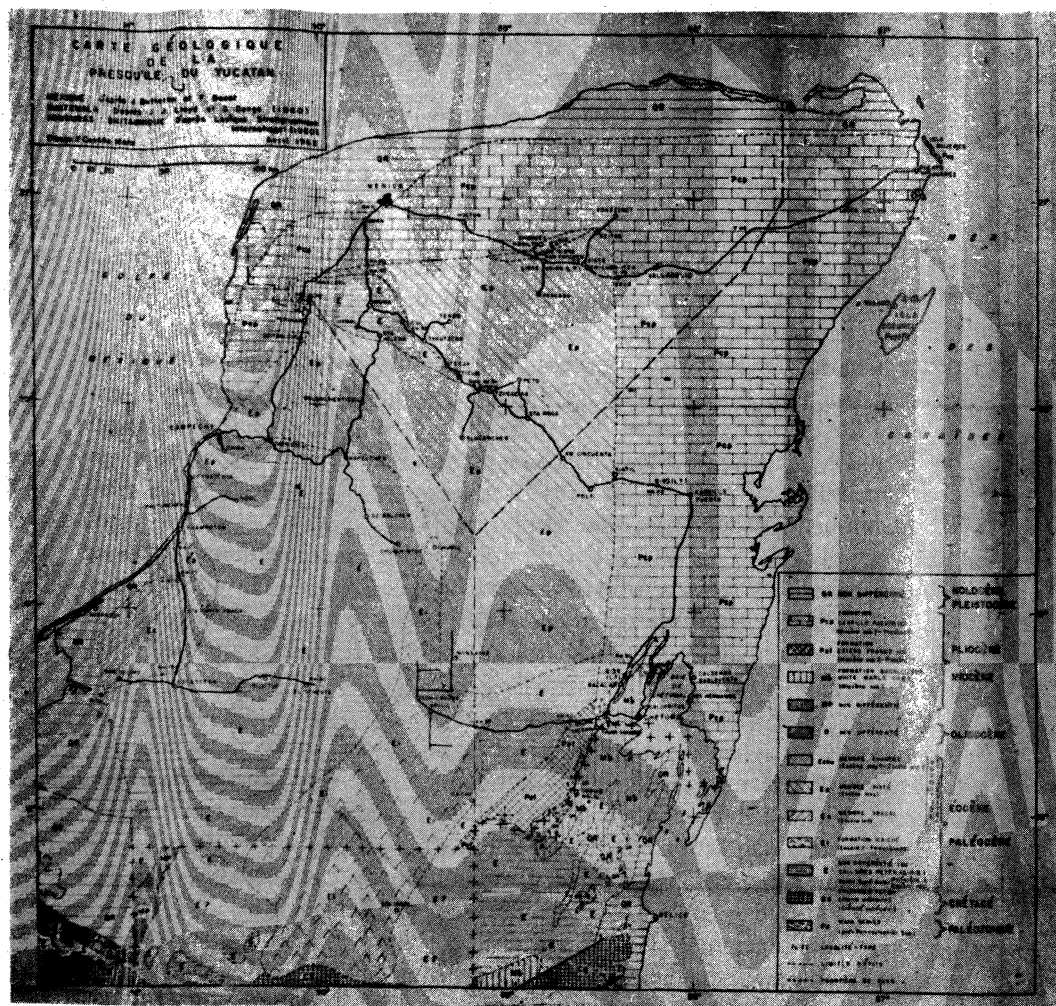


Figura 1. Mapa geológico de Yucatán, México, con parte de Guatemala y Honduras. (Butterlin y Bonet, 1962.)

rofoficeas *Lithothamnium* sp., *Amphiroa* sp., *Archaeolithothamnium* sp., y restos de foraminíferos *Homotrema* sp. y *Rosalina* sp., en orientaciones diversas en una matriz afanítica de calcita con escasos fragmentos subdrales de cuarzo (Fig. 2). Esta microfauna no permite situar definitivamente a la Sierra de Ticul dentro de la columna estratigráfica, pero coincidiendo con Butterlin y Bonet (1962), se admite como correspondiente al Eoceno Medio o al Paleoceno Superior.

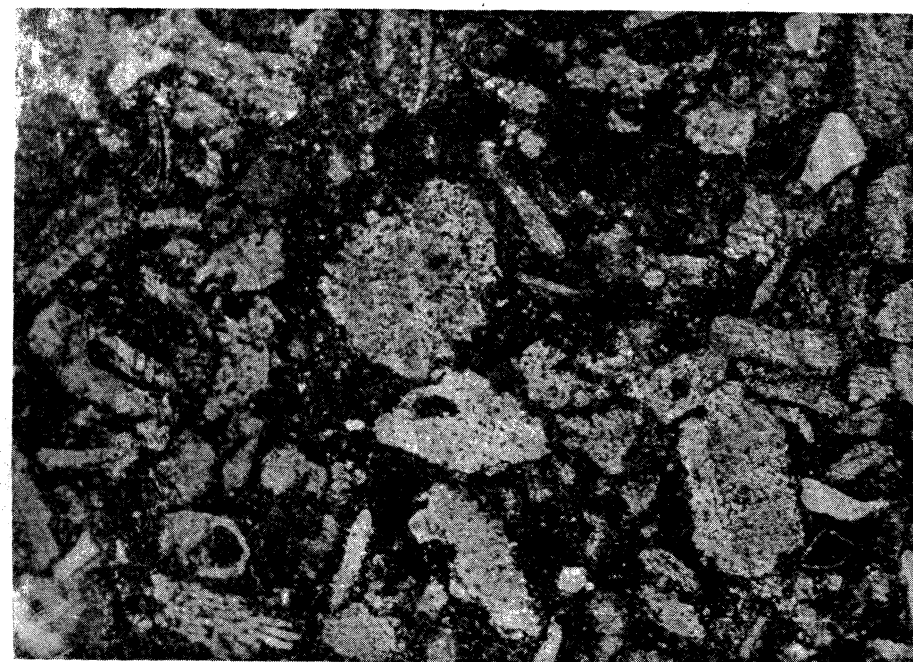


Figura 2. Microfotografía de la biocalcarenita de la Montaña de Ticul, Yucatán, conteniendo algas, foraminíferos y cuarzo escaso en matriz calcítica. Muestra 1. Luz polarizada, 77 x.

A la altura del km 16 de la carretera 148 de Muna a Ticul, sobre el lado derecho se presenta una sección de aproximadamente 3 m de altura por 10 de largo, que permite muestrear los sedimentos del valle de Ticul en contacto con la sierra de igual nombre. En la parte baja se notan dolomitas amarillentas de grano fino, pulverulentas, cretosas, de dolomitización de calizas de precipitación biogénica y química. Un metro arriba, con igual aspecto megascópico se presenta una caliza pulverulenta, cretosa, con abundantes cavidades conteniendo calcita acicular, fibrosa (Figs. 3, 4), posiblemente depositada como aragonita biogénica en aguas poco profundas, como sugiere alguna microfauna observada en dichas cavidades.

La naturaleza biogénica de las calizas en esta localidad, o al menos, su precipitación química íntimamente asociada a factores biológicos, es bastante evidente (Figs. 5, 6, 7). Más aún, los microorganismos removieron los sedimentos, y aunque pudiera pensarse en el carácter recumbente de las soluciones, también se atribuye a ellos la impresión de una precipitación inicial de calcita escasa en óxidos de hierro y materia orgánica, seguida de otra

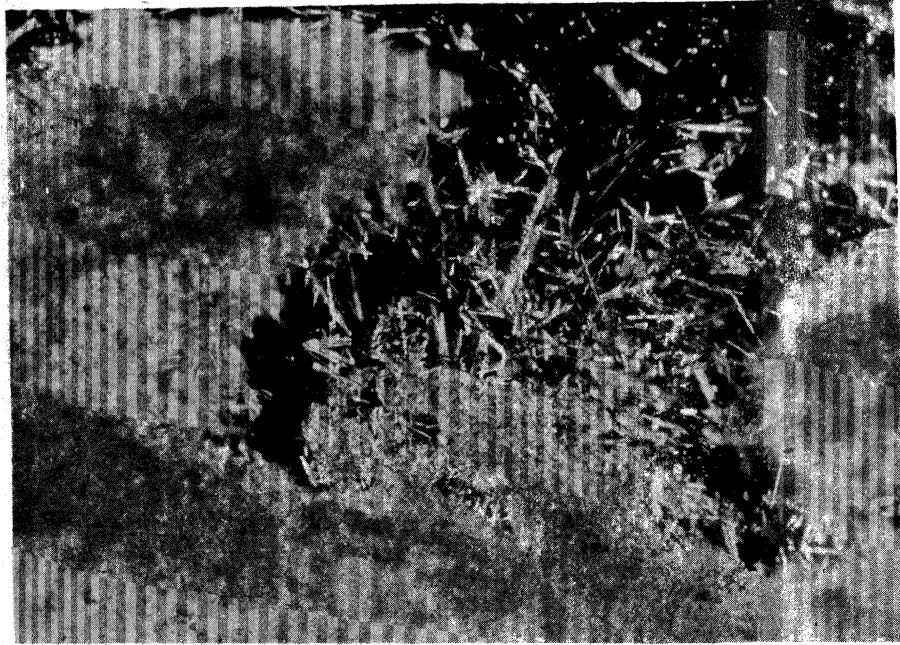


Figura 3. Microfotografía de cavidad conteniendo calcita acicular, en caliza de grano fino. Muestra 3, Luz polarizada, prismas cruzados, 307 x.



Figura 4. Microfotografía de agujas finas de calcita en cavidad. La caliza es de precipitación biogénica predominante. Muestra 3. Luz polarizada, prismas cruzados, 394 x.

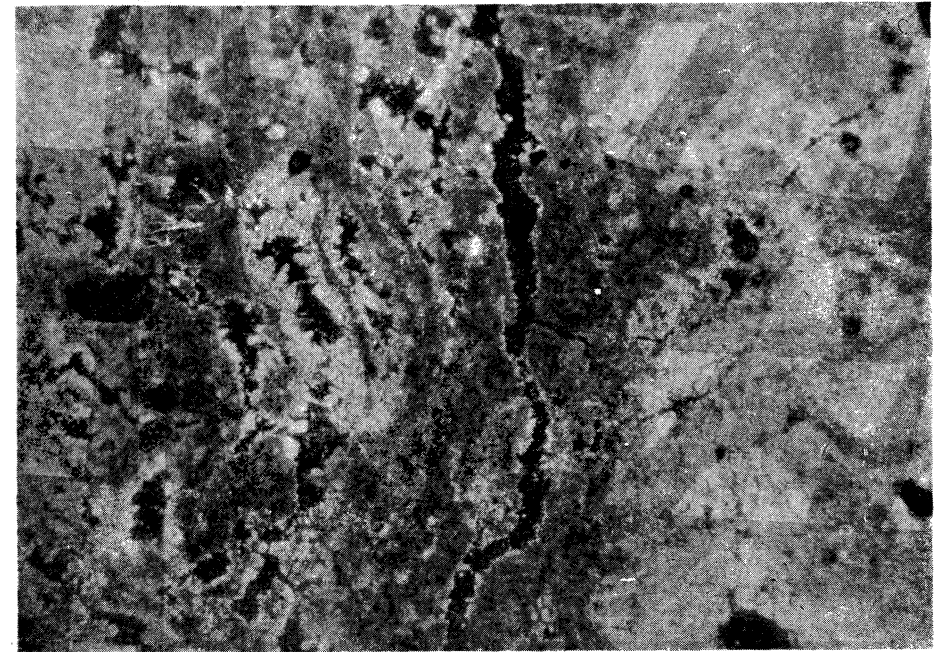


Figura 5. Microfotografía de calcita fina de precipitación biogénica y química, parcialmente dolomitizada. Muestra 5. Luz polarizada, prismas cruzados, 77 x.

alta en estos, mientras que, en otros casos, se tiene justamente la impresión contraria.

Con frecuencia se observan en la caliza masas de hasta 80 cm de diámetro, formadas por capas concéntricas de hasta 2 cm de espesor, de origen posiblemente biogénico, de dolomita cálcica microgranular afanítica. Los sedimentos en contacto en que descansa, van desde calizas cretosas de grano fino hasta dolomitas o tizas dolomíticas, pasando por los grados intermedios de caliza dolomítica o dolomita cálcica. Se presentan además escasos fragmentos eudrales o subdrales de cuarzo (Fig. 8).

Los análisis mineralógicos, que más adelante se presentan para muestras de esta sección, sugieren una mayor concentración magnésica o dolomítica en su parte inferior. Sin embargo, no siendo los datos muy definidos; se piensa que la dolomitización no siguió épocas u horizontes claros, sino que estuvo íntimamente asociada al carácter recumbente de las soluciones marinas y a la actividad de la microfauna sobre la aragonita o calcita preexistentes.

A escasamente 800 m de la sección anterior, en dirección NE, hacia el



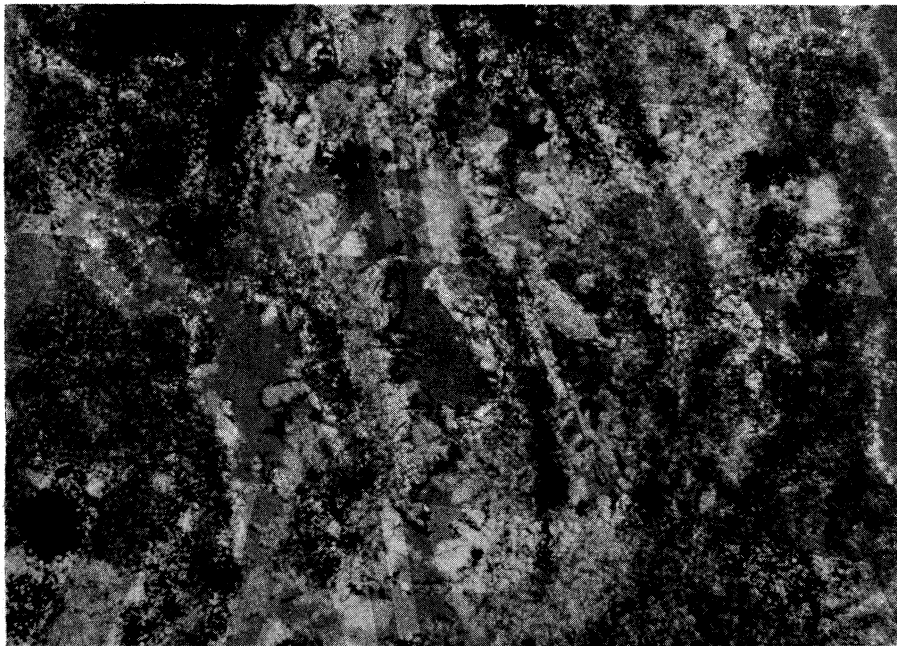


Figura 6. Microfotografía de calcita fina de precipitación biogénica y química, parcialmente dolomitizada. Cavidades con calcita acicular y microfauna. Muestra 5. Luz polarizada, prismas parcialmente cruzados, 195 x.

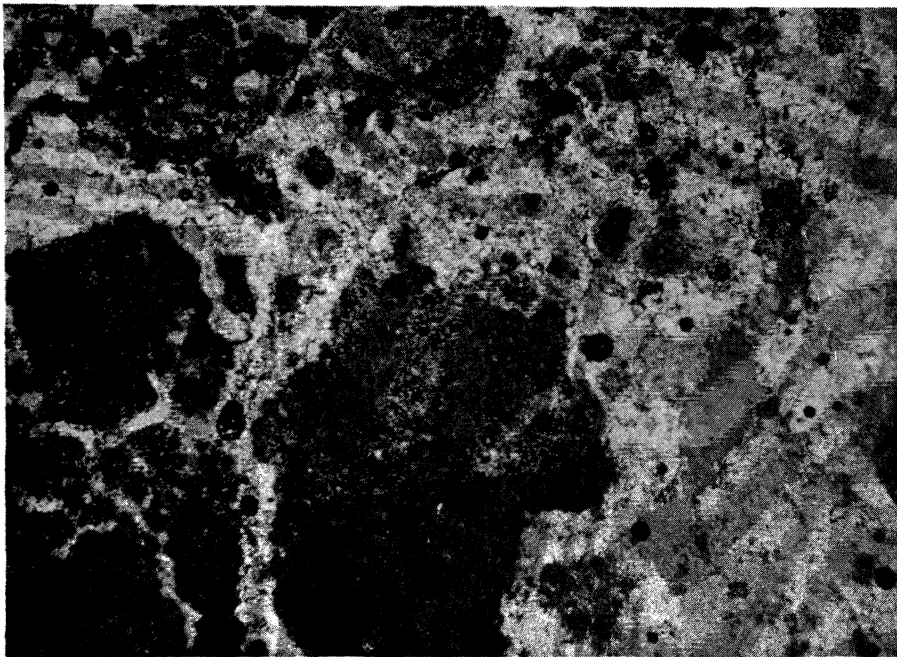


Figura 7. Microfotografía de calcita de precipitación biogénica y química parcialmente dolomitizada. Muestra 5. Luz polarizada, prismas parcialmente cruzados, 48 x.

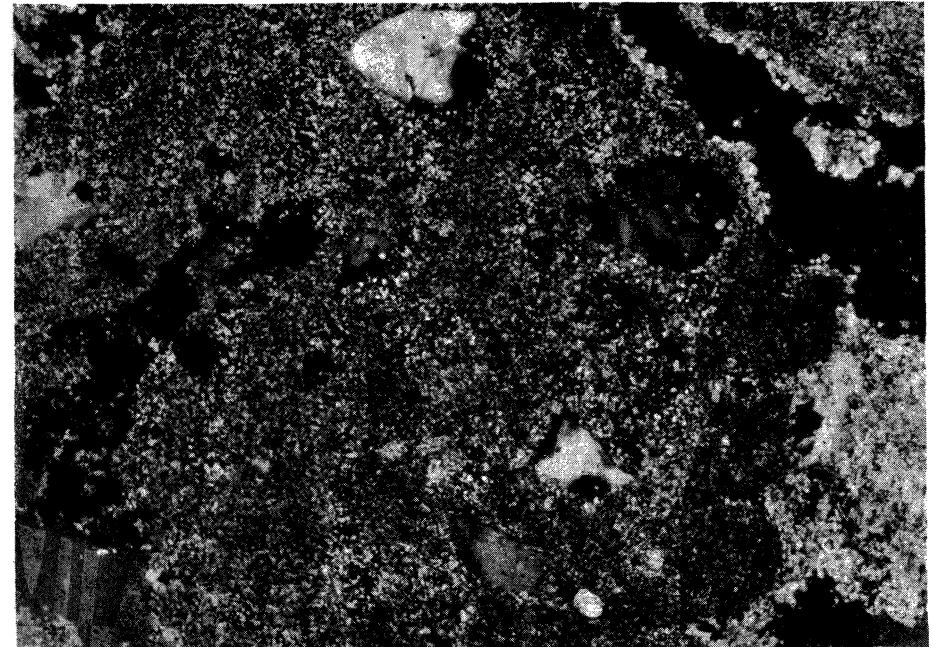


Figura 8. Microfotografía de calcita con cuarzo de precipitación biogénica y química, parcialmente dolomitizada. Muestra 5. Luz polarizada, 195 x.

valle de Ticul y alejándose de la Sierra de Puc, en los terrenos de la Hacienda de Ocat, se explota, por trabajos subterráneos rudimentarios, la attapulgita, la cual se presenta como masas esféricas, lentes o estrechos horizontes en caliza. Esta, de grano fino, es comparable a la anterior, si bien ahora parece ser más evidente una precipitación (Figs. 9, 10) química inicial, seguida de una segunda mayor en óxidos de hierro y materia orgánica, posiblemente con mayor influencia biogénica. Las cavidades conteniendo calcita acicular son también comunes.

La caliza en contacto con la attapulgita es de grano fino, alta en fase orgánica, con algunos óxidos de hierro, escasos fragmentos eudrales y subedrales de cuarzo y pocas oolitas no muy bien formadas. Sin embargo, destaca en muestras de esta caliza la presencia de masas irregulares amorfas de bajo índice de refracción, no calcíticas, que parecen ser geles silíceos deshidratados o en proceso de ello (Fig. 11). Hay además pequeñas cavidades conteniendo cristales no calcíticos, aciculares, sedosos, blanco verdoso, de attapulgita (Fig. 12).

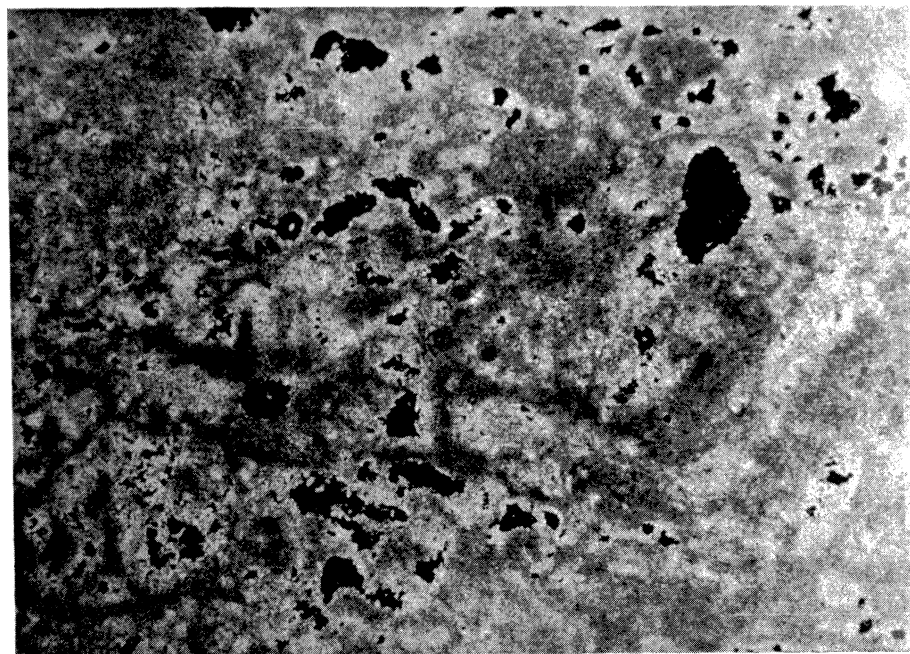


Figura 9. Microfotografía de caliza fina de origen biogénico y químico. Muestra 6. Luz polarizada, prismas cruzados, 121 x.

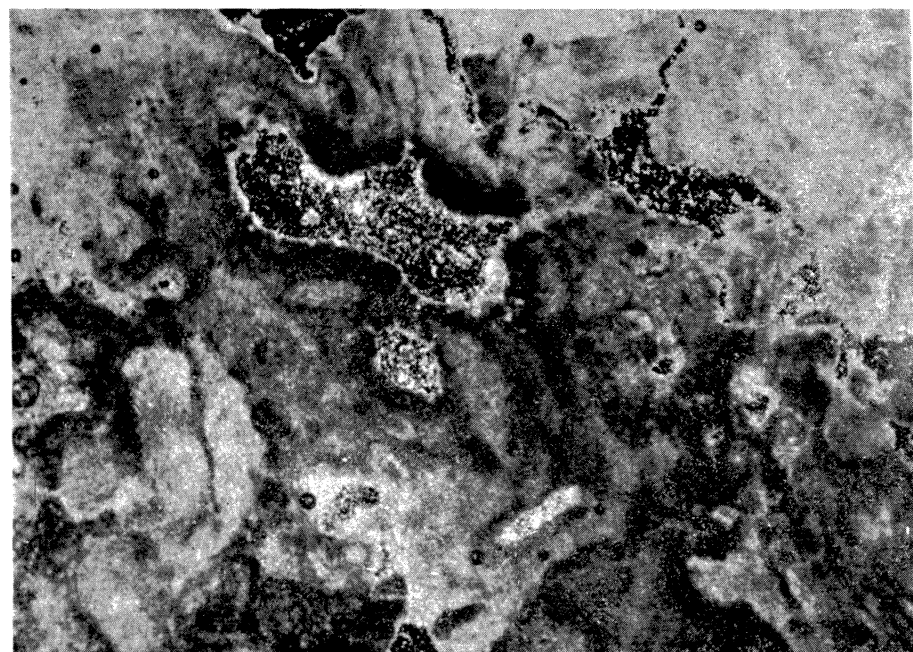


Figura 10. Microfotografía de caliza de grano fino de precipitación biogénica y química. Muestra 7. Luz polarizada, prismas cruzados, 48 x.

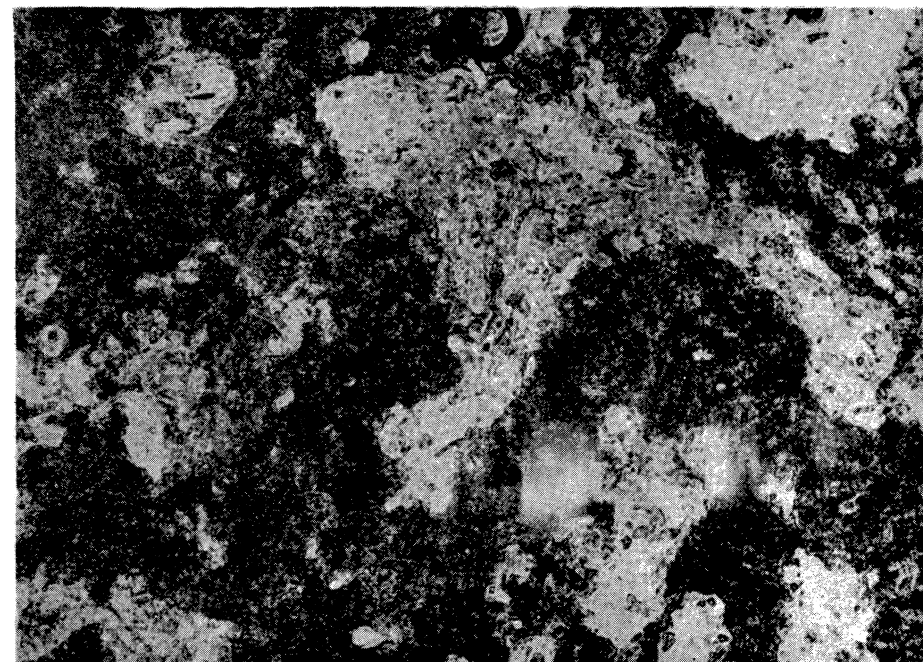


Figura 11. Microfotografía de caliza de precipitación biogénica y química, conteniendo escaso cuarzo y masas amorfas silíceas. Muestra 7. Luz polarizada, 194 x.

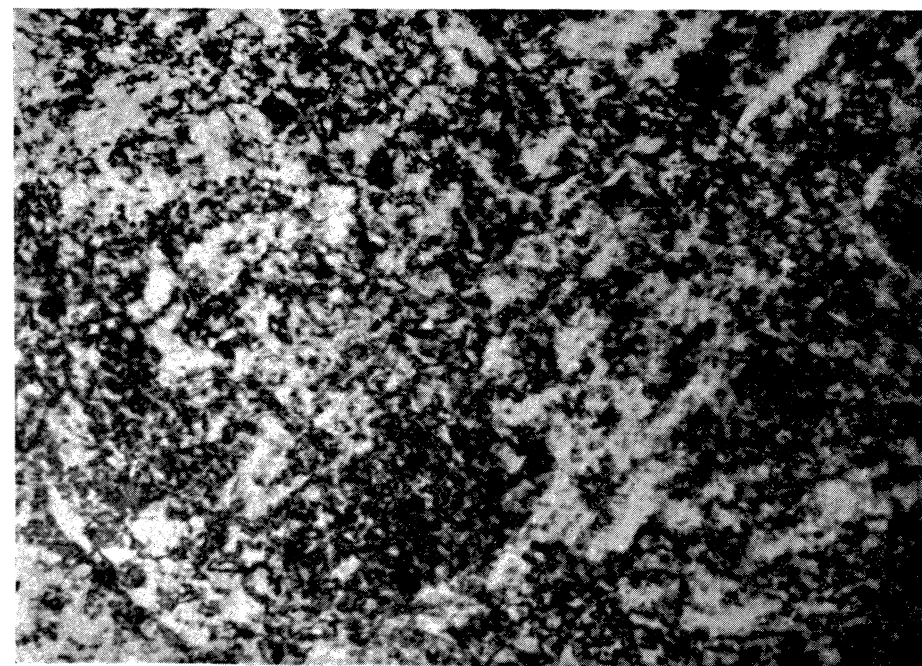


Figura 12. Microfotografía de attapulgita. Muestra 8. Luz polarizada, prismas cruzados, 155 x.



14 km al SE de la Hacienda de Ocat o 6 km 60° al SE de Ticul, sobre el camino de Chapa, se observan afloramientos de estrechos horizontes de attapulgitas verdosas descansando en calizas magnésicas de grano fino, grisáceas y cretáceas. La Fig. 13 muestra dicha attapulgitas.

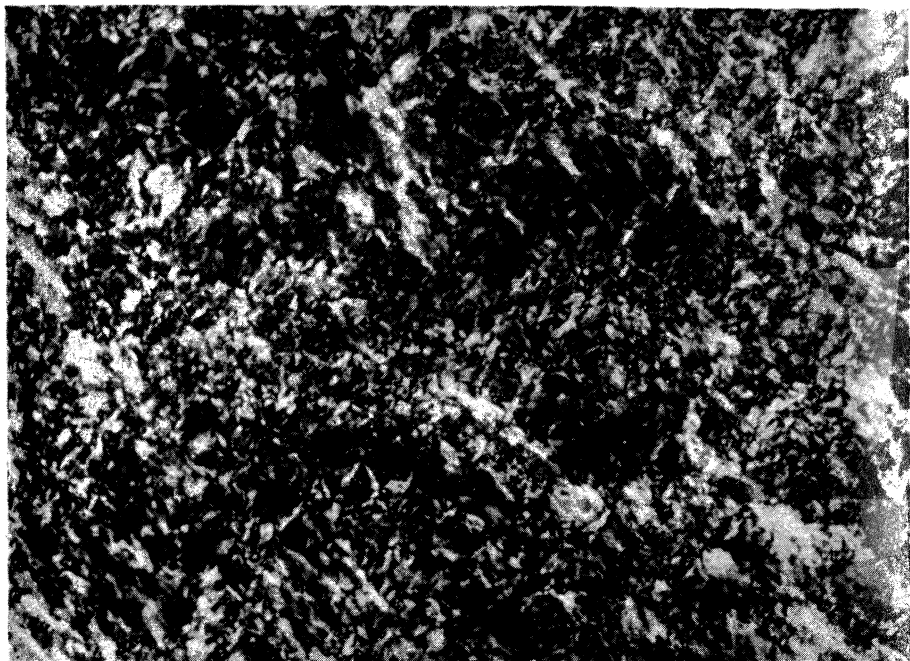


Figura 13. Microfotografía de attapulgitas. Muestra 10. Luz polarizada, prismas cruzados. 490 x.

#### Paragénesis

Las observaciones de campo y los análisis mineralógicos que se presentan, sugieren que la attapulgitas de Ticul es de precipitación química en medio marino recumbente, típico de lagunas costeras, acompañada de cristalización biogénica de aragonita y neoformación de calcita, dolomita y carbonatos intermedios, si bien se admite la posible cristalización química primaria de éstos.

Numerosos autores han reportado depósitos de igual naturaleza en las cuencas terciarias sedimentarias de África (Millot, 1964; Radier, 1957), en Sudán Oriental (Radier, 1953, 1957), Senegal (Capdecombe, 1952; Slansky,

1959), Marruecos (Lucas, 1962), Israel (Bentor, 1952; Yaalon, 1955), España (Huertas y otros, 1970) etcétera, donde suele presentarse asociada a calcita, dolomita, apatita (Capdecombe, 1952; Capdecombe y Kulbicki, 1954), ilita (Lucas, 1962) y sílex (Bentor, 1952; Yaalon, 1955). Con menor frecuencia e importancia económica, se presenta también en ambientes lacustres continentales asociada a montmorillonita y caolinita (Millot, 1964; Radier, 1953, 1957; Slansky, 1959).

Los análisis que más adelante se muestran indican que el mineral de Ticul contiene 62-54%  $\text{SiO}_2$ , 11  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y 10  $\text{MgO}$  como componentes mayores. En un medio sedimentario marino, tal concentración de sílice tuvo que provenir de microorganismos. Krauskopf (1956, 1959) mantiene que, a pH alcalinos, se forma ácido monosilícico  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  soluble en concentraciones que van desde las 120 ppm (pH 9) hasta las 6000 (pH 11), polimerizándose el exceso. Por otra parte el aluminio permanece en solución como  $(\text{H}_2\text{AlO}_3)$  precipitándose hidróxidos en condiciones neutras a ligeramente ácidas y siendo su solubilidad comparable a la de la sílice, escasamente afectada por la salinidad. Okamoto y otros (1957) reportan que, pequeñas concentraciones de  $\text{Al}^{3+}$ , a pH de 8-9 pueden reducir la solubilidad del  $\text{Si}^{4+}$  a 15 ppm, mientras que Wey y Siffert (1961) indican que a pH de 11, la concentración se mantiene en 145 ppm  $\text{SiO}_2$  en equilibrio 5:1 entre  $\text{Si}^{4+}$  y  $\text{Al}^{3+}$ . Si a soluciones de esta naturaleza se les agregan pequeñas concentraciones de  $\text{Mg}^{2+}$  en medio alcalino (pH 9), la solubilidad del ácido silícico se reduce a cero y ocurre la precipitación.

Es claro que, en el caso discutido, el radical silícico fue proporcionado por la microfauna evidente, tanto en los sedimentos como en la Sierra de Ticul. La abundancia errática de dolomitas y calizas dolomíticas confirma la presencia de concentraciones anómalas e igualmente distribuidas erráticamente, de iones magnesio que redujeron la solubilidad de  $\text{Si}^{4+}$  y  $\text{Al}^{3+}$ , causando la precipitación de geles de sílico aluminatos magnésicos y su subsecuente cristalización a attapulgitas.

#### PROPIEDADES

##### Difracción de rayos X

Registros de difracción de rayos X de las attapulgitas muestreadas en la Hacienda de Ocat y sobre el camino Ticul-Chapa, se obtuvieron en un difractómetro Philips, radiación filtrada Cuka, ángulos de Bragg de 3° a 65, registro continuo a 20 de 2°/min. Los resultados de distancias interplanares e intensidades, iguales para ambas muestras, se presentan en la Tabla I.

TABLA I

DATOS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X  
PARA ATTAPULGITA DE TICUL, YUCATÁN

| 1 *   |    |     |       | 2 *               |                  |                  |       | 3 * |  |
|-------|----|-----|-------|-------------------|------------------|------------------|-------|-----|--|
| d     | I  | hkl | d     | I <sub>calc</sub> | d <sub>obs</sub> | l <sub>obs</sub> | d     | I   |  |
| 10.39 | 10 | 110 | 10.48 | 330               | 10.30            | 10               | 10.20 | 12  |  |
| 7.55  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 6.45  |    |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 6.27  | 2  | 200 | 6.45  | 17                | 6.44             | 6                | 6.44  | 2   |  |
| 6.02  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 5.82  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 5.37  | 2  | 110 | 5.44  | 12                | 5.42             | 5                | 5.30  | 2   |  |
| 5.15  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 4.89  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 4.61  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 4.48  | 2  | 040 | 4.50  | 66                | 4.49             | 8                | 4.30  | 10  |  |
| 4.26  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 4.12  | 1  | 310 | 4.18  | 13                | 4.18             | 3                |       |     |  |
| 4.00  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 3.65  | 1  | 240 | 3.69  | 18                | 3.69             | 5                |       |     |  |
|       |    | 330 | 3.49  | 12                | 3.50             | 3                |       |     |  |
|       |    | 150 | 3.47  | 2                 |                  |                  |       |     |  |
| 3.29  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 3.20  | 2  | 400 | 3.23  | 120               | 3.23             | 10               | 3.25  | 10  |  |
| 3.19  | 3  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 3.13  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
|       |    | 420 | 3.04  | 3                 | 3.03             | 1                |       |     |  |
| 2.92  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 2.82  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 2.71  | 1  | 350 | 2.76  | 2                 |                  |                  |       |     |  |
| 2.59  | 1  | 510 | 2.56  | 8                 | 2.55             | 3                | 2.55  | 10  |  |
| 2.56  |    |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 2.54  |    |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 2.53  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 2.50  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
|       |    | 530 | 2.38  | 5                 | 2.38             | 3                |       |     |  |
| 2.24  |    |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 2.22  | 1  | 080 | 2.25  | 1                 |                  |                  | 2.25  | 4   |  |
| 2.19  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 2.14  | 1  | 600 | 2.15  | 15                | 2.15             | 5                |       |     |  |
| 2.13  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |
| 2.12  | 1  |     |       |                   |                  |                  |       |     |  |

|      |   |        |      |    |      |   |      |   |  |
|------|---|--------|------|----|------|---|------|---|--|
| 2.10 | 1 | 550    |      |    | 2.10 | 1 |      |   |  |
| 1.91 | 1 |        |      |    |      |   |      |   |  |
| 1.89 | 1 |        |      |    |      |   |      |   |  |
| 1.85 | 1 | 480    |      |    | 1.84 | 1 |      |   |  |
| 1.81 | 1 | 390    | 1.81 | 3  | 1.82 | 1 | 1.80 | 2 |  |
| 1.80 | 1 |        |      |    |      |   |      |   |  |
| 1.78 | 1 |        |      |    |      |   |      |   |  |
| 1.77 |   |        |      |    |      |   |      |   |  |
| 1.76 | 1 | 660    | 1.75 | 1  |      |   |      |   |  |
| 1.72 | 1 |        |      |    |      |   |      |   |  |
| 1.70 | 1 |        |      |    |      |   |      |   |  |
| 1.66 | 1 |        |      |    |      |   |      |   |  |
| 1.65 | 1 |        |      |    |      |   |      |   |  |
| 1.64 | 1 | 800    | 1.61 | 3  | 1.62 | 1 | 1.67 | 2 |  |
| 1.59 | 1 |        |      |    |      |   |      |   |  |
| 1.57 | 1 | 680    | 1.55 | 17 | 1.56 | 3 |      |   |  |
| 1.47 | 1 | 0,12,0 | 1.50 | 40 | 1.50 | 5 | 1.49 | 4 |  |

- \* 1. Attapulgitita de la Hacienda de Ocat, Ticul, Yucatán.  
 2. Bradley (1940). Arcilla de Attapulgitus, Georgia.  
 3. De Lapparent (1938). Arcilla de Attapulgitus, Georgia.

comparándolos con los de Lapparent (1938) y Bradley (1940) para la arcilla de Attapulgitus, Georgia, Estados Unidos. El difractograma se ilustra en la Fig. 14. Con variaciones menores, coinciden las tres series de datos en

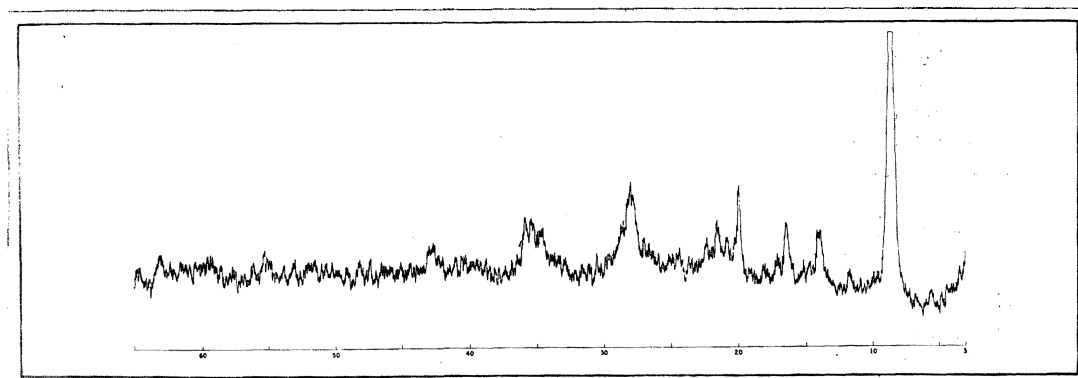


Figura 14. Difractograma de attapulgitita de la Hacienda de Ocat, Ticul, Yucatán, Radiación filtrada Cok.

las distancias interplanares, mas no tanto en las intensidades. Bradley (1940) reporta para la attapulgitita una celda monoclinica de simetría  $C2/m$ , con  $a = 12.9\text{\AA}$ ,  $b = 18\text{\AA}$  y  $c = 5.3\text{\AA}$ , paralelo al eje de la fibra, comparables

a los valores de  $\text{asen } \beta = 12.86A$  y  $b = 17.95A$  calculados para el mineral de Ticul.

### Composición química y fórmula estructural

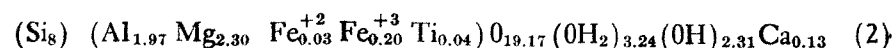
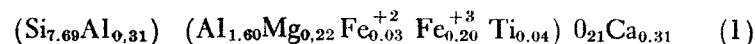
Los análisis químicos de las dos muestras de referencia se presentan en la Tabla II. De ellos, y admitiendo (1) una estructura aniónica de silicato

TABLA II

#### ANÁLISIS QUÍMICO DE ATTAPULGITA DE TICUL, YUCATÁN

| 6 km al SE de Ticul, carretera<br>Ticul Chapa, Yucatán |   |       | Hacienda de Ocat, Ticul,<br>Yucatán |       |
|--------------------------------------------------------|---|-------|-------------------------------------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                                       | % | 52.68 | 52.46                               | 54.50 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                         |   | 11.08 | 11.24                               | 11.48 |
| MgO                                                    |   | 10.23 | 10.46                               | 10.55 |
| CaO                                                    |   | 0.84  | 1.24                                | 0.86  |
| FeO                                                    |   | 0.28  | 0.42                                | 0.31  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                         |   | 1.80  | 1.52                                | 1.88  |
| TiO <sub>2</sub>                                       |   | 0.37  | 0.28                                | 0.37  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>                          |   | 8.70  | 8.74                                | 9.00  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>                          |   | 10.44 | 13.34                               | 10.95 |
| Pérdida a 80°                                          |   | 8.70  | 8.74                                | 9.00  |
| Pérdida a 200°                                         |   | 2.24  | 2.19                                | 2.39  |
| Pérdida a 400°                                         |   | 6.31  | 8.74                                | 6.60  |
| Pérdida a 700°                                         |   | 1.89  | 2.21                                | 1.96  |

conteniendo 21 oxígenos u  $0_{20}(\text{OH})_2 (\text{H}_2\text{O})_4$  (de Lapparent, 1938; Brandley, 1940; Caillere y Henin, 1961; Imai y otros, 1969), (2) substitución tetraédrica del tipo  $\text{Si}^{+4(\text{IV})}/\text{Al}^{+3(\text{IV})}$  y (3) substitución octaédrica  $\text{Al}^{+3(\text{IV})}/(\text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Ti}^{+4})^{(\text{IV})}$ , se calculan las fórmulas estructurales (1) y (2), equivalentes entre sí. Demuestran una amplia substitución octaédrica.



### Absorción infrarroja

El registro de absorción de infrarrojo se ilustra en la Fig. 15 y su interpretación, según los modelos de Stubican y Roy (1961, 1961a), en la Tabla III. A frecuencias de  $3500 \text{ cm}^{-1}$ , normalmente atribuidas al estiramiento protón-oxígeno, se identifican máximos a  $3580 \text{ cm}^{-1}$  y  $3515$  de agua estructural, y a  $3555 \text{ cm}^{-1}$ , zeolítica. Doblado de los  $\text{H}_2\text{O}$ — de constitución se registra a  $1640 \text{ cm}^{-1}$  y  $1440$ .

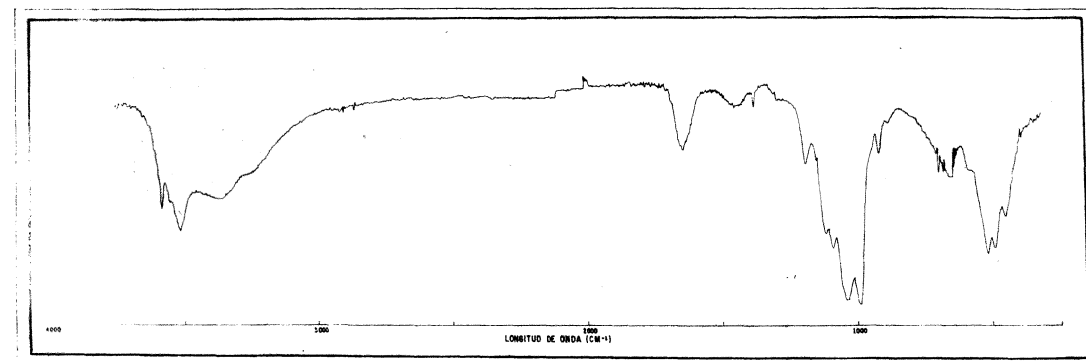


Figura 15. Registro de absorción infrarroja de la attapulgita de la Hacienda de Ocat, Ticul, Yucatán.

El alargamiento de la unión Si-O se nota entre  $1100 \text{ cm}^{-1}$  y  $900$ , con desplazamiento de los máximos hacia frecuencias menores por substitución tetraédrica  $\text{Si}^{+4}/\text{Al}^{+3}$ , aumento de la distancia (Si, Al)-O y del carácter iónico de la unión. Los máximos reportados en la Tabla III se estima están, además, asociados a efectos de los cationes octaédricos.

Una absorción de mediana intensidad ocurre a  $650 \text{ cm}^{-1}$  y se atribuye a la unión Si-O desplazada de su valor común de  $668 \text{ cm}^{-1}$  por la substitución tetraédrica. Otras absorciones intensas a  $515 \text{ cm}^{-1}$ ,  $490$  y  $445$  confirman substitución octaédrica de  $\text{Al}^{+3(\text{IV})}$  por  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$  y  $\text{Fe}^{+3}$ , con incremento de la longitud de la unión Si-O<sup>VI</sup> y de su carácter iónico. La banda de  $445 \text{ cm}^{-1}$  puede atribuirse a Si-O de tectosilicatos.

### Microscopía electrónica

Las micrografías electrónicas de la attapulgita de Ticul se presentan en la Fig. 16, obtenidas en un microscopio Philips EM100 operado a 60.000 volts



TABLA III

DATOS DE ABSORCIÓN INFRARROJA DE LA ATTAPULGITA DE LA HACIENDA DE OCAT, TICUL, YUCATÁN

| Frecuencia<br>(cm <sup>-1</sup> ) | Intensidad | Moda                         |
|-----------------------------------|------------|------------------------------|
| 3580                              |            | estructural                  |
| 3555                              |            | zeolítico                    |
| 3515                              | MI         | H-O estructural              |
| 3370                              |            |                              |
| 3235                              |            |                              |
| 1640                              | M          |                              |
| 1440                              | MD         | H-O constitución             |
| 1190                              |            | Si-O                         |
| 1120                              |            | Si-O-Al                      |
| 1090                              | I          | Si-O Si-O-Mg                 |
| 1040                              |            | Si-O-Fe <sup>3+</sup>        |
| 990                               |            | Si-O-Fe <sup>2+</sup>        |
| 915                               | MD         | H-O-Al                       |
| 650                               | M          | Si-O                         |
| 575                               |            | Si-O-Al <sup>(VI)</sup>      |
| 515                               | I          | Si-O Si-O-Mg <sup>(VI)</sup> |
| 490                               |            | Si-O-Fe <sup>3+(VI)</sup>    |
| 445                               |            | Si-O-Fe <sup>2+(VI)</sup>    |

y aumentos superiores a los 25.000 diámetros. Los ejemplares se prepararon por dispersión ultrasónica en agua destilada, en tiempos no mayores de 4 min no recomendándose agitaciones más enérgicas, por ocurrir disolución de los cristales y formación de geles. La suspensión se depositó sobre colodión en rejillas de cobre. La micrografía muestra cristales aciculares, fibrosos, curvos a rectos, de 0.5 a 1.0 micrones de sección transversal y largos de hasta 10 micrones. No parecen ser cilíndricos huecos, sino más bien sólidos con terminaciones en punta. Los espectros de difracción electrónica no fue posible obtenerlos, dado el fino tamaño de los cristales y los consiguientes efectos de difracción interna.

Recientemente, Bohor y Hughes (1971) examinaron por microscopía electrónica de barrido el mismo mineral, reportando cristallitos aciculares doblados longitudinalmente, con un extremo libre, compactados en masas que recuerdan bolas de hilo, coincidiendo en ello con lo observado por el autor. Tales masas pueden desintegrarse por dispersión apropiada.



Figura 16. Microfotografía electrónica de la attapulgitita de la Hacienda de Okat, Ticul, Yucatán. 27 200 x.

BIBLIOGRAFIA

BENTOR, Y. K. (1952). Relations entre la technique et les depots de phosphate dans le Neguev israelien. XIX Congr. Intern. Geol. Algiers, fasc. 9, pp. 93-102.

BOHOR, B. F. y HUGHES, R. E. (1971). Scanning electron microscopy of clays and clay minerals. Clays and Clay Minerals 19, 49-54.

BUTTERLIN, J. y BONET, F. (1962). Las formaciones cenozoicas de la parte mexicana de la península de Yucatán. Su contribución al conocimiento de la paleografía durante el Paleoceno, de la margen del Golfo de México. Instituto de Geología, Univ. Nac. de México. Comunicación interna.

BRADLEY, W. F. (1940). Structure of Attapulgite. Amer. Min. 25, 405-410.

CAILLERE, S. y HENIN, S. (1961). Palygorskite. The x-ray identification and crystal structures of clay minerals. Ed. G. Brown. Mineralogical Society, London. Cap. IX, pp. 343-352.

- CAPDECOMME, L. (1952). Sur les phosphates alumineux de la région de Thies, Senegal. C. R. Acad. Sci. Fr. 235, 187.
- CAPDECOMME, L. y KULBRICKL, G. (1954). Argilles des gites phosphates de la région de Thies, Senegal, Bull. Soc. Fr. Min. Crist. 77, 500-518.
- DE LAPPARENT, J. (1935). Attapulgitite. C. R. Acad. Sci. Paris 201, 481-483.
- HUERTAS, F., LINARES, J., MARTIN-VIVALDE, J. L. (1970). Clays Minerals geochemistry in basic sedimentary environments. Anales Reunión Hispano Belga de Minerales de la Arcilla. Con. Sup. Inv. Científicas, Madrid, pp. 211-214.
- IMAI, N., OTSUKA, R., KASHIDE, H. y HAYASHI, H. (1969). Dehydration of palygorskite and sepiolite from the Kuzum district. Tochigi Pref. Central Japan. Proc. Int. Clay Conf. Israel Univ. Press, Jerusalem, vol. 1, pp. 99-108.
- KRAUSKOFF, K. B. (1956). Dissolution and precipitation of silica at low temperatures, Geochim. Cosmochim. Acta 10, 1-27.
- KRAUSKOFF, K. B. (1959). The geochemistry of silica in sedimentary environments, Soc. Econ. Pal. Min. Sp. Publ. 7, 4-19.
- LUCAS, J. (1962). La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du trias. Mem. Serv. Geol. Als. Lor 23, 202 p.
- MILLOT, G. (1964). Géologie des argiles. Masson et Cie. Ed. Paris, France, pp. 32-37.
- OKAMOTO, G., OKURA, T., GOTO, F. (1957). Properties of silica in water, Geochim. Cosmochim. Acta 12, 123-132.
- RADIER, H. (1953). Contribution a L'étude stratigraphique et structurale du détroit Soudanais. Bull. Soc. Geol. Fr. 3, pp. 677-695.
- RADIER, H. (1957). Le Precambrien Saharien au Sand de l'Adran des Iforas. Le bassin crétacé et tertiaire de gas. These Sc. Strasburg et Bull. Serv. Geolog. Prosp. Min. AOF. 26, 556.
- SLANKY, M. (1959). Contribution a l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du D'ahomey et du Togo. These Sci. Nancy, p. 355.
- STUBICAN, V. y ROY, R. (1961). Infrared spectra of layer structure silicates. Jour. Am. Cer. Soc. 44 (12), 625-27.
- STUBICAN, V. y ROY, R. (1961a). Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates. Am. Mineralogist 46, 32-51.

- WEY, R. y SIFFERT, B. (1961). Reactions de la silice monomoléculaire en solution avec les ions  $Al^{3+}$  et  $Mg^{2+}$  Genèse et synthèse des argiles. Col. Intern. C. R. N. S. 105, 11-23.
- YAALON (1955). Clays and some non-carbonate minerals in limestones and associated soils of Israel. Bull. Res. Council Israel, 5B, 2, B, 161-173.

## APÉNDICE I

## ESTUDIOS MINERALÓGICOS

químicos, difracción de rayos X y petrográficos

| Muestra | Procedencia. Análisis                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |
|---------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1       | <p>Cerro de Ticul o de Puc, sobre el lado sur del km 16 de la carretera 148 de Muna a Ticul, frente a la Hacienda de Ocat, municipio de Ticul, Yucatán.</p> <p>Caliza fosilífera dura, compacta, color marrón rojizo. Fragmentos de algas calcáreas rodofíceas <i>Lithothamnium</i> sp., <i>Amphiroa</i> sp., <i>Archacolithothamnium</i> sp. y restos de foraminíferos <i>Homotrema</i> sp. y <i>Rosalina</i> sp., en orientaciones diversas, en matriz afanítica de calcita. Escasos fragmentos subedrales de cuarzo y escasas oolitas (Fig. 2). Origen sedimentario marino, con precipitación biogénica y escaso transporte.</p> <p>Biocalcarenita.</p> |
| 2       | <p>Sección sobre el lado sur del km 16 de la carretera 148 de Muna a Ticul, en los sedimentos en contacto con el cerro de Ticul. Parte baja de la sección.</p> <p>Dolomita amarillenta, pulverulenta, cretosa, microgranular, afanítica. Origen sedimentario marino, por dolomitización de calizas de precipitación bioquímica o química.</p> <p>Tiza dolomítica.</p> <p>Dolomita. 30.9% CaO, 19.73 MgO, 45.93 CO<sub>2</sub>.</p>                                                                                                                                                                                                                         |
| 3       | <p>Igual localidad. 1 m arriba de la anterior.</p> <p>Caliza amarillenta, microgranular, cretosa.</p> <p>Calcita microgranular, afanítica, con cementante calcítico. Abundantes cavidades con calcita acicular prismática (Figs. 3, 4).</p> <p>Origen sedimentario marino, con precipitación biogénica de aragonita o calcita y escaso transporte.</p> <p>Caliza.</p> <p>Calcita. 53.35% CaO, 0.70 MgO, 43.20 CO<sub>2</sub>.</p>                                                                                                                                                                                                                          |
| 4       | <p>Igual localización, junto a la muestra 3.</p> <p>Conglomerado con capas concéntricas de 2 cm de espesor, amarillento, pulverulento, algo compactado. Dolomita cálcica microgranular, afanítica, con cementante calcítico.</p> <p>Origen sedimentario marino, con dolomitización de calcita o aragonita biogénica y química.</p> <p>Dolomita cálcica de grano fino.</p> <p>Dolomita, calcita, 32.14% CaO, 17.96 MgO, 45.12 CO<sub>2</sub>.</p>                                                                                                                                                                                                           |

- 5 Igual procedencia. Parte alta de la sección, 3 m arriba de la muestra 1. Caliza amarillenta, pulverulenta, cretosa.
- Calcita microgranular, afanítica, con cementante calcítico. Abundantes cavidades con calcita acicular y escasos restos de microfauna. Escasos fenocristales subangulares de cuarzo. Dos posibles cristalizaciones, la primera de origen biogénico, con bajas limonita y hematita; la segunda, sin éstos y parcialmente dolomitizada (Figs. 5, 6, 7, 8). Origen sedimentario marino, con precipitación biogénica y dolomitización de calcita.
- Caliza dolomítica.
- Calcita, dolomita. 46.19% CaO, 5.70 MgO, 42.57 CO<sub>2</sub>.
- 6 500 m al norte de la entrada a la Hacienda de Ocat, 8 km al NO de Ticul, sobre el camino Ticul-Muna. Caliza en la que se presenta la arcilla, llamada "Jalapacho" por los naturales.
- Caliza rojiza a amarillenta poco compacta, pulverulenta y cretosa cuando seca, en la que se presentan estrechos horizontes o lentes de attapulgita.
- Calcita microgranular, afanítica, con cementante calcítico, limonita y escasos cristales subedrales de cuarzo. Abundantes cavidades con algo de calcita acicular. Dos posibles épocas de cristalización biogénica, la segunda más alta en óxidos (Fig. 9).
- Origen sedimentario marino, con precipitación biogénica.
- Caliza.
- Calcita. 52.57% CaO, 0.31 MgO, 41.72 CO<sub>2</sub>.
- 7 Igual localización. Caliza en contacto con attapulgita.
- Caliza amarillenta, pulverulenta y deleznable cuando seca. Calcita microgranular, afanítica, con cementante calcítico y abundantes cavidades con calcita acicular. Dos posibles épocas de cristalización, la segunda más alta en limonita. Masas amorfas, vítreas, de índice de refracción 1.48-1.53, de composición posiblemente silicosa. Algunas oolitas y cristales subedrales de cuarzo (Figs. 10 y 11). Origen sedimentario marino, con precipitación biogénica y química.
- Caliza.
- 8 Igual localidad. Arcilla o "sacalum".
- Arcilla verde grisáceo, húmeda, plástica, que se presenta como masas pseudoesféricas o lentes de hasta 3 m de diámetro en calizas.
- Origen sedimentario marino (Fig. 12).
- Attapulgita.
- Attapulgita. 52.46% SiO<sub>2</sub>, 11.24 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 10.46 MgO, 1.24 CaO, 0.42 FeO, 1.52 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.28 TiO<sub>2</sub>, 8.64 H<sub>2</sub>O—, 13.34 H<sub>2</sub>O+, 8.74 pérdida por secado a 80°, 2.19 pérdida a 200°, 8.74 a 400° y 2.21 pérdida a 700°.
- 9 6 km 60° al SE de Ticul, sobre el camino de Ticul a Chapa, 10 m al Sur del camino, a 1 m de profundidad.

Caliza grisácea, pulverulenta cretosa.

Calcita microgranular, afanítica, con abundantes cavidades conteniendo unas, calcita acicular y otras, attapulgita. Escasa dolomitización.

Origen sedimentario marino.

Caliza, dolomita escasa. 49.32% CaO, 1.97 MgO, 41.13 CO<sub>2</sub>.

10

Igual localidad. Arcilla o "sacalum".

Arcilla verde, plástica, en masas lenticulares o estrechos horizontales en calizas grisáceas pulverulentas cretosas (Fig. 13).

Origen sedimentario marino.

Attapulgita.

Attapulgita. 52.68%, SiO<sub>2</sub>, 11.08 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 10.23 MgO, 0.84 CaO, 0.28 FeO, 1.80 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.37 TiO<sub>2</sub>, 8.70 H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>, 10.44 H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, 8.70 pérdida a 80°, 2.24 a 200°, 6.31 a 400° y 1.89 a 700°.

---

## CALCULO CRISTALOGRAFICO. CALCULO ELECTRONICO

Prog. 140

Análisis de los reflejos de un roentgenograma  
y determinación de su grupo espacial

*Francisco José FABREGAT GUINCHARD \**

\* Investigador Titular en el Instituto de Geología, UNAM.  
México 20, D. F.

## CONTENIDO

|                                    |    |
|------------------------------------|----|
| RESUMEN . . . . .                  | 35 |
| INTRODUCCIÓN . . . . .             | 35 |
| DESCRIPCIÓN DEL PROGRAMA . . . . . | 36 |



## ANÁLISIS DE LOS REFLEJOS DE UN ROENTGENOGRAMA Y DETERMINACIÓN DE SU GRUPO ESPACIAL

### RESUMEN

Programa de computación electrónica para el análisis de los reflejos de un röntgenograma, por paridades de sus respectivos índices, y selección del grupo espacial correspondiente.

### ZUSAMMENFASSUNG

Komputerprogramm für die Reflexanalyse von Röntgenogrammen anhand der Geradzähligkeit ihrer Indizes, und Auswahl der entsprechenden Raumgruppen.

### *Introducción*

Al problema de la numeración de los reflejos de un roentgenograma, esto es, al de la signación de sus índices, sigue otro no menos importante cual es el de la interpretación de éstos para deducir los elementos de simetría de su celda elemental, su tipo de red y el grupo espacial a que pertenece el cristal en estudio.

Esa numeración de reflejos puede lograrse tanto a partir de los diagramas de polvo de la sustancia, cuanto de sus diagramas de cristal único. Claro está que cuanto más individualizados resulten los reflejos, tanto más precisa será su numeración y menos ambigüedades acarrearán su interpretación. Ello se logra con los métodos de Buerger y de Weissenberg; en menor grado con los de cristal oscilante... y con mayor incertidumbre empleando diagramas de Debye. Para éstos en particular, la interpretación que se ofrece con este diagrama permite un medio de afinarlos, analizando y suprimiendo los tubos que pudieran llevar a incompatibilidades.

Para la interpretación de los diagramas, se hace preciso observar las "extinciones sistemáticas", o lo que es más fácil, las condiciones de reflejo de las

manchas presentes, por la paridad de sus índices. Existe una relación entre los reflejos presentes y la existencia de los elementos de simetría de la red cristalina.

Estas condiciones de paridad son sencillas para un símbolo en particular; mas se convierten en una labor casi inabordable al tenerlos en cuenta a todos ellos. Con este objeto se ha redactado este programa de computación electrónica.

### *Descripción del programa*

1. Una primera parte tiende a redactar el encabezado del problema. Dispone los datos generales de la especie cristalina: su nombre, las constantes paramétricas y angulares de su celda elemental, su relación paramétrica y la singonía que comporta.

2. Análisis de los reflejos: Para ello se requiere la lista de índices de todos los reflejos observados. La computación examina cada símbolo con respecto a las condiciones de paridad citadas en la "Tabla de referencia" que se consiguen después de ese análisis. Para ello se procede a determinar a qué tipo de reflejo pertenece (HKL, HKO, HOO, ...) y aún a qué subtipo puede referirse (HHL, HHL, HHO, ...).

Es preciso hacer notar que en obsequio a la generalización del problema, se utilizan los índices HKL de Miller, aún para la designación de cristales exagonales y trigonales, y en estos símbolos, HK $\bar{L}$ , se prescinde del tercero, por tratarse de ejes homogéneos.

Cuando se cumple la condición de paridad indicada, el programa lo señala por un 0, y en caso contrario, por un 1. Las casillas que no pertenecen al tipo de reflejo analizado, se llenan por 1; si todas las casillas de un tipo de reflejo determinado tuviesen 1, querría decir que su símbolo no cumple con la condición de paridad analizada, y el programa coloca un 0 en la primera correspondiente, esto es, en la de la de incondicionalidad de tal reflejo.

Sin embargo, la incondicionalidad del primer reflejo, que pertenece al grupo de los tipos HKL y que sirven para la determinación de la red de Bravais, se fija de modo diferente. Depende de las 14 primeras condiciones: si sólo hay cero en la 2ª condición, la red es I centrada; así como si la 3ª, o 4ª o 5ª es cero, la red será de caras C, A o B centradas respectivamente; más si las tres, 3ª, 4ª y 5ª son ceros y a la vez la 7ª, 8ª y 9ª o la 12ª, 13ª y 14ª (mas no ambos grupos) fuesen cero, la red sería F de caras centradas. De no cumplirse estas condiciones de manera clara (que conviene examinar con

cuidado, sobre todo en las columnas 7ª a 14ª) o de presentarse simultáneamente varias redes centradas posibles, la red se determina como P primitiva.

Analizados así todos los reflejos considerados, luego de una línea de guiones que marca la escala de numeración de las casillas, se coloca una línea iniciada por HKL que arrastra los 0 que se hubiesen encontrado: esta línea representa las condiciones totales del diagrama. Todos estos casos se han de tener en cuenta (que el programa realiza automáticamente) al establecer la comparación con las condiciones de reflejo indicadas en las Tablas Internacionales. Para ello, esto es, para la elección inmediata de los grupos espaciales que puedan ser congruentes, se establece la comparación de la línea HKL con todas las condiciones generales señaladas en dichas Tablas Internacionales, examinando cuál grupo espacial pueda encajar en el diagrama estudiado, quedando al investigador la elección definitiva entre los pocos casos congruentes. Para facilitar esa elección, el programa elimina los grupos que no sean de la singonía asignada al cristal, por las deducciones geométricas que se citan con base en las dimensiones de su celda elemental. Además, entre los grupos seleccionados, toca al investigador retener sólo los que tengan la red de Bravais que se haya determinado por el programa. Esta última elección, así como su confirmación por los elementos de simetría espacial posibles, son muy subjetivas y se ha preferido no someterlas al automatismo de la computación, toda vez que la orientación del cristal podría ser diferente a la que se considera standard en las Tablas Internacionales.

En el lote de los grupos espaciales colocados entre los "Datos" del programa, se han analizado las condiciones generales de los reflejos, y se han añadido en tarjetas duplicando sólo las de reflejos especiales (entre paréntesis en las Tablas Internacionales) que puedan tener manchas de posiciones equivalentes generales.

Esa elección se puede guiar por la determinación inmediata del símbolo del grupo, con los criterios que se analizan en la última Tabla del programa. Con este objeto se recuerda que:

Los grupos de la simetría de posición se designan:

1. Por una letra mayúscula que indica el modo de Bravais

P, A, C, B, I, F, R, H

2. Una letra minúscula o cifra que indica a/ tratándose de un eje, que es paralelo a  $\vec{a}$

b/ tratándose de un elemento inverso (m, b, c, n, d), que es paralelo a los ejes  $\vec{b}$ ,  $\vec{c}$ .

3. Como en 2:

a/ que el eje es paralelo a  $\vec{b}$

b/ que el plano es paralelo a  $\vec{a}$ ,  $\vec{c}$

4. Como en 2:

a/ que el eje es paralelo a  $\vec{c}$

b/ que el plano es paralelo a  $\vec{a}$ ,  $\vec{b}$ .

Las otras explicaciones aclaratorias aparecen entre los resultados como "Tablas de referencia", y el mecanismo de funcionamiento del programa se coloca como comentarios que le preceden.

Es de hacer notar que se ha tenido en cuenta la presentación del cristal como se considera en las Tablas Internacionales, a las que conviene dirigirse para lograr datos complementarios.

Es para mí un grato deber reconocer la valiosa ayuda recibida del Ing. Javier Esquivel Esparza en las revisiones tan laboriosas de los criterios de extinción y en las discusiones sobre algunas exclusiones de incompatibilidades que fueron necesarias para lograr su marcha satisfactoria.

```

C  PROGRAMA 140
C  FORTRAN IV.- BURROUGHS 6700.- BCL
C
C  CALCULO CRISTALOGRAFICO.- ANALISIS DE LOS REFLEJOS DE UN ROENTGENOGRAMA Y
C  DETERMINACION DE SU GRUPO ESPACIAL
C
C  YA LOGRADA LA LISTA DE REFLEJOS DE UN CRISTAL POR DIFRACCION DE RAYOS X,
C  POR CUALQUIER METODO ROENTGENOLOGICO (DE DEBYE O DE CRISTAL UNICO) SE EN-
C  FRENTE UNO CON LA DIFICULTAD DE ASIGNAR LA PARIDAD DE CADA UNO DE ELLOS Y
C  DE LA ELECCION DEL GRUPO ESPACIAL POSIBLE.
C  MEDIANTE ESTE PROGRAMA SE TIENDE A FACILITAR ESA INDAGACION Y LA INVE-
C  STIGACION DE LOS ELEMENTOS DE SIMETRIA DE POSICION QUE LE SON CONGRUENTES.
C
C  TARJETAS DE DATOS:
C
C  TARJETA 1.- DATOS GENERALES.
C  COLS.1 A 18.- NOMBRE DE LA ESPECIE MINERALOGICA EN ESTUDIO (3A6)
C  COLS.19 A 39.- PARAMETROS FUNDAMENTALES DE LA CELDA ELEMENTAL (3F7, 4)
C  COLS.40 A 57.- ANGULOS FUNDAMENTALES EN GRADOS Y FRACCION DECIMAL (3F6,2)
C  COLS.58 A 66.- UNO DE LOS SIMBOLOS GENERALES HKL EN EL QUE SE NOTA SE H+K+L
C  =3N O =H+K+L=3N, PARA DISTINGUIR ENTRE LAS SIGNONIAS EXAGONAL Y TRIGONAL.
C  ESTE DATO ES SOLO NECESARIO CUANDO SETUVIEREN 120 COMO VALOR DE GAMA.
C  (3I3)
C  COLS.67 A 72.- DOS VALORES QUE CONTROLAN EL ANALISIS DE REFLEJOS (2 I3)
C  H= PARES DE TARJETAS DE LOS GRUPOS ESPACIALES QUE SE CONSIDERAN EN.
C  NK= NUMERO DE TARJETAS DE INDICES.
C  TARJETA 2 Y SS.- DATOS DEL PROBLEMA, UNA TARJETA POR CADA SIMBOLO DE REFLEJO
C  (3I3). TODOS (HK) SE CONSIDERAN DE SUS INDICES, AUN LOS EXAGONALES, YA QUE
C  SIENDO ESTOS EJES UNIFORMES SE PUEDE SUPRIMIR EL TERCER INDICE DE LOS CUA-
C  TRO HABITUALES.
C  TARJETA 3 Y SS.- BLOQUE DE TARJETAS. ESTE BLOQUE HA DE QUEDAR CONSTANTE PARA
C  LA IMPRESION DE UNA TABLA DE REFERENCIA PARA LA INTERPRETACION DE LA ESCA-
C  LA DE LOS REFLEJOS ANALIZADOS.
C  TARJETA 4 Y SS.- BLOQUE DE TARJETAS, CON DOS DE ELLAS POR CADA UNO DE LOS GRU-
C  POS ESPACIALES DE COMPARACION. ESTOS PARES SE HAN DE INDICAR EN H DE LA T
C  ARJETA 1.
C  EL BLOQUE PUEDE TENER VARIAS SERIES= UNA CON LOS REFLEJOS GENERALES OBLI-
C  TORIOS, OTRA CON LOS EVENTUALES, OTRA CON AQUELLOS MAS ESPECIALES, ETC.
C  TARJETA 5 Y SS.- BLOQUE DE TARJETAS, CON LA INTERPRETACION DE LOS REFLEJOS A
C  CIERTOS ELEMENTOS DE SIMETRIA QUE PUDIERAN ORIGINARLOS. ESTOS DATOS PERMI-
C  TIRAN ESCRIBIR DIRECTAMENTE EL GRUPO ESPACIAL Y CONFIRMAR EL ELEGIDO ANTE-
C  RIORMENTE.
C
C  *****
C
C  DIMENSION I(500),K(500),L(500),IP(110,500),IPA(110,500)
C  DIMENSION FF(29,14)
C  DIMENSION EE(13,32)
C  PRINT 88888
C
C  88888 FORMAT (' UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO',/10X,' INSTITUTO
C  * DE GEOLOGIA',/14X,' * * * * *',/6X,' LABORATORIO DE CRISTALOG
C  *RAFIA',/14X,' * * * * *',/1X)

```



```

KMK=MOD(JL,4)
IF(JI.EQ.0.OR.JK.EQ.0.OR.JL.EQ.0) GO TO 105
IF(JI.EQ.0.OR.JK.EQ.0) GO TO 101
K1=MOD(MA,2)
K2=MOD(MB,2)
K3=MOD(MC,2)
K4=MOD(MD,2)
IP(2,N)=K1
IP(3,N)=K2
IP(4,N)=K3
IP(5,N)=K4
IP(6,N)=MOD(MG,2)
IP(7,N)=KIK
IP(8,N)=KJK
IP(9,N)=KKK
IP(10,N)=MOD(MK,2)
IP(11,N)=MOD(JS,2)
IP(12,N)=MOD(MT,2)
IP(13,N)=MOD(MS,2)
IP(14,N)=MOD(MH,2)
IP(15,N)=MOD(JT,2)
IP(16,N)=MOD(ML,2)
IP(17,N)=KLK
IP(18,N)=MOD(HE,3)
IP(19,N)=MOD(MH,3)
IX=IP(18,N)
IY=IP(7,N)
IZ=IP(8,N)
IXX=IP(9,N)
IF(IX.EQ.0) GO TO 30
IP(20,N)=1
GO TO 31
30 IP(20,N)=MOD(JL,2)
31 IF(IY.EQ.0.AND.IZ.EQ.0) GO TO 32
IP(21,N)=1
GO TO 33
32 IP(21,N)=MOD(JL,3)
33 IF(IY.EQ.0.AND.IZ.EQ.0.AND.IXX.EQ.0) GO TO 34
IP(22,N)=1
GO TO 35
34 IP(22,N)=MOD(MA,4)
35 IP(23,N)=MOD(MA,4)
IP(24,N)=MOD(JV,4)
IP(25,N)=MOD(MG,4)
IP(26,N)=MOD(JI,4)
IP(27,N)=MOD(JK,4)
IP(28,N)=KMK
IP(29,N)=MOD(MQ,4)
IP(30,N)=MOD(MR,4)
IP(31,N)=MOD(MQ,4)
IP(32,N)=MOD(JI,8)
IP(33,N)=MOD(JK,8)
IP(34,N)=MOD(JL,8)
IP(35,N)=MOD(MT,8)
IP(36,N)=MOD(MS,8)
IP(37,N)=MOD(MH,8)
IP(38,N)=MOD(JB,8)
IP(39,N)=MOD(JA,8)
IP(40,N)=MOD(MN,8)
IP(41,N)=MOD(JC,8)

```

```

IP(42,N)=MOD(JD,8)
IP(43,N)=MOD(JE,8)
IP(44,N)=MOD(JG,8)
IP(45,N)=MOD(JH,8)
IP(46,N)=MOD(JJ,8)
IP(47,N)=MOD(JH,8)
IP(48,N)=MOD(JN,8)
IP(49,N)=MOD(JQ,8)
IP(50,N)=MOD(JP,8)
IP(51,N)=MOD(JQ,8)
IP(52,N)=MOD(JR,8)
C REFLEJOS HKL INCONDICIONADOS
DO 69 J=2,52
IAM=IP(J,N)
IF(IAM.NE.0) IAM=1
IAG=IAM+IAG
69 CONTINUE
IAZ=51-IAG
IF(IAZ.NE.0) GO TO 87
IP(1,N)=0
GO TO 86
87 IP(1,N)=1
86 CONTINUE
GO TO 102
101 DO 120 J=1,52
120 IP(J,N)=1
102 IF(JI.EQ.0) GO TO 103
IP(54,N)=KIK
IP(55,N)=KKK
IP(56,N)=MOD(MH,2)
IP(57,N)=KLK
IP(58,N)=KMK
IP(59,N)=MOD(MD,2)
IP(60,N)=MOD(JV,4)
IP(61,N)=MOD(JL,6)
IP(62,N)=MOD(MH,6)
IP(63,N)=MOD(MH,6)
IP(64,N)=MOD(MD,6)
IP(65,N)=MOD(JW,6)
C REFLEJOS HKL INCONDICIONADOS
DO 88 J=54,65
IBM=IP(J,N)
IF(IBM.NE.0) IBM=1
IBG=IBM+IBG
88 CONTINUE
IBZ=12-IBG
IF(IBZ.NE.0) GO TO 89
IP(53,N)=0
GO TO 90
89 IP(53,N)=1
90 CONTINUE
GO TO 104
103 DO 121 J=53,65
121 IP(J,N)=1
104 IP(67,N)=KKK
JX=MOD(MD,3)
IP(68,N)=JX
IF(JX.EQ.0) GO TO 36
IP(69,N)=1
GO TO 37

```

```

36 IP(69,N)=MOD(JL,2)
37 IP(70,N)=MOD(JL,6)
   IP(71,N)=MOD(MH,6)
   IP(72,N)=MOD(MH,6)
   IP(73,N)=MOD(MH,6)
   IP(74,N)=MOD(JW,6)
C REFLEJOS H=HL INCONDICIONADOS
DO 38 J=67,74
  ICH=IP(J,N)
  IF(ICH.NE.0) ICH=1
  ICG=ICH+ICG
38 CONTINUE
  ICZ=8-ICG
  IF(ICZ.NE.0) GO TO 39
  IP(66,N)=0
  GO TO 40
39 IP(66,N)=1
40 CONTINUE
  GO TO 106
105 DO 122 J=1,74
122 IP(J,N)=1
106 IF(JI.EQ.0.AND.JK.NE.0.AND.JL.NE.0) GO TO 107
  DO 123 J=75,83
123 IP(J,N)=1
  GO TO 108
107 IP(76,N)=KJK
  IP(77,N)=KKK
  IP(78,N)=MOD(MH,2)
  IP(79,N)=KKK
  IP(80,N)=MOD(MC,2)
  IP(81,N)=MOD(MC,4)
  IP(82,N)=MOD(MC,4)
  IP(83,N)=MOD(MC,4)
C REFLEJOS OKL INCONDICIONADOS
DO 41 J=76,83
  IDM=IP(J,N)
  IF(IDM.NE.0) IDM=1
  IDG=IDM+IDG
41 CONTINUE
  IDZ=8-IDG
  IF(IDZ.NE.0) GO TO 42
  IP(75,N)=0
  GO TO 43
42 IP(75,N)=1
43 CONTINUE
108 IF(JI.NE.0.AND.JK.EQ.0.AND.JL.NE.0) GO TO 109
  DO 124 J=84,88
124 IP(J,N)=1
  GO TO 110
109 IP(85,N)=KIK
  IP(86,N)=KKK
  IP(87,N)=MOD(MD,2)
  IP(88,N)=MOD(MD,4)
C REFLEJOS HOL INCONDICIONADOS
DO 44 J=85,88
  IEM=IP(J,N)
  IF(IEM.NE.0) IEM=1
  IEG=IEM+IEG
44 CONTINUE
  IEZ=4-IEG

```

```

  IF(IEZ.NE.0) GO TO 45
  IP(84,N)=0
  GO TO 46
45 IP(84,N)=1
46 CONTINUE
110 IF(JI.NE.0.AND.JK.NE.0.AND.JL.EQ.0) GO TO 111
  DO 125 J=89,93
125 IP(J,N)=1
  GO TO 112
111 IP(90,N)=KIK
  IP(91,N)=KJK
  IP(92,N)=MOD(MB,2)
  IP(93,N)=MOD(MB,4)
C REFLEJOS HKO INCONDICIONADOS
DO 47 J=90,93
  IHM=IP(J,N)
  IF(IHM.NE.0) IHM=1
  IHG=IHM+IHG
47 CONTINUE
  IHZ=4-IHG
  IF(IHZ.NE.0) GO TO 48
  IP(89,N)=0
  GO TO 49
48 IP(89,N)=1
49 CONTINUE
112 IF(JI.EQ.0) GO TO 113
  DO 126 J=94,95
126 IP(J,N)=1
  GO TO 114
113 IP(95,N)=KIK
C REFLEJOS HHO INCONDICIONADOS
  IIM=IP(95,N)
  IF(IIM.EQ.0) GO TO 50
  IP(94,N)=0
  GO TO 51
50 IP(94,N)=1
51 CONTINUE
114 IF(JI.NE.0.AND.JK.EQ.0.AND.JL.EQ.0) GO TO 115
  DO 127 J=96,98
127 IP(J,N)=1
  GO TO 116
115 IP(97,N)=KIK
  IP(98,N)=MOD(JI,4)
C REFLEJOS HOO INCONDICIONADOS
DO 52 J=97,98
  IJH=IP(J,N)
  IF(IJH.NE.0) IJH=1
  IJG=IJH+IJG
52 CONTINUE
  IJZ=2-IJG
  IF(IJZ.NE.0) GO TO 53
  IP(96,N)=0
  GO TO 54
53 IP(96,N)=1
54 CONTINUE
116 IF(JI.EQ.0.AND.JK.NE.0.AND.JL.EQ.0) GO TO 117
  DO 128 J=99,101
128 IP(J,N)=1
  GO TO 118
117 IP(100,N)=KJK

```



```

IP(101,N)=MOD(JK,4)
C REFLEJOS OKO INCONDICIONADOS
DO 55 J=100,101
IKM=IP(J,N)
IF(IKM,NE,0)IKM=1
IKG=IKM+IKG
55 CONTINUE
IKZ=2-IKG
IF(IKZ,NE,0) GO TO 56
IP(99,N)=0
GO TO 57
56 IP(99,N)=1
57 CONTINUE
118 IF(JI,EQ,0,AND,JK,EQ,0,AND,JL,NE,0) GO TO 119
DO 129 J=102,106
129 IP(J,N)=1
GO TO 130
119 IP(103,N)=KKK
IP(104,N)=KKL
IP(105,N)=KKM
IP(106,N)=MOD(JL,6)
C REFLEJOS OOL INCONDICIONADOS
DO 58 J=103,106
ILM=IP(J,N)
IF(ILM,NE,0)ILM=1
ILG=ILM+ILG
58 CONTINUE
ILZ=4-ILG
IF(ILZ,NE,0) GO TO 59
IP(102,N)=0
GO TO 60
59 IP(102,N)=1
60 CONTINUE
130 CONTINUE
DO 501 J=1,106
JJJ =IP(J,N)
IF(JJJ,NE,0) IP(J,N)=1
501 CONTINUE
PRINT 500,1(N),K(N),L(N),(IP(J,N),J=1,106)
500 FORMAT(1X,3I3,3X,106I1)
94 CONTINUE
DO 61 J=1,106
IFA=0
DO 62 KP=1,NK
IXI=IP(J,KP)
IF(IXI,EQ,0) GO TO 62
IFA=IFA+1
62 CONTINUE
IF(IFA=NK) 64,63,64
63 IP(J,NK)=1
GO TO 61
64 IP(J,NK)=0
61 CONTINUE
C EXCLUSION DE INCOMPATIBILIDADES
IN1=IP(2,NK)
IN2=IP(3,NK)
IN3=IP(4,NK)
IN4=IP(5,NK)
IN5=IN1+IN2+IN3+IN4
IN6=IP(7,NK)

```

```

IN7=IP(8,NK)
IN8=IP(9,NK)
IN9=IP(12,NK)
IN10=IP(13,NK)
IN11=IP(14,NK)
IN12=IN6+IN7+IN8
IN13=IN9+IN10+IN11
IN14=IN2+IN3+IN4
IF(IN5,EQ.0.OR.IN5.EQ.2.OR.IN5.EQ.4) GO TO 270
IF(IN5,EQ.3) GO TO 271
IF(IN5,EQ.1.AND.IN1,EQ.0) GO TO 270
IF(IN5,EQ.1.AND.IN1,EQ.1.AND.IN14,NE.0) GO TO 270
IF(IN14,EQ.0.AND.IN12,EQ.3.AND.IN13,EQ.0) GO TO 271
IF(IN14,EQ.0.AND.IN12,EQ.0.AND.IN13,EQ.3) GO TO 271
270 IP(1,NK)=0
GO TO 272
271 IP(1,NK)=1
272 CONTINUE
PRINT 65,(IP(J,NK),J=1,106)
65 FORMAT(3X,'-----+-----+-----+-----+-----+-----+---'
*,'-+--+--+-+--+--+-+--+--+-+--+--+-+--+--+-+--+--+',//
*,3X,'H K L',3X,106I1,/)
PRINT 303
303 FORMAT(13X,'+',51X,'+',12X,'+',8X,'+',8X,'+',4X,'+',4X,'+' + '+'
*/13X,'HKL',49X,'HHL',10X,'H=HL',5X,'OKL',6X,'HOL',2X,'HKO','X','HHO')
*H00K00OL',//)
PRINT 304
304 FORMAT(//,10X,'TABLA DE REFERENCIA',//)
DO 302 JW=1,29
READ 300,(FF(JW,KZ),KZ=1,14)
300 FORMAT(7A6,4A5,3A6)
PRINT 301,(FF(JW,KZ),KZ=1,14)
301 FORMAT(10X,4A6,10X,3A6,12X,4A5,12X,3A6)
302 CONTINUE
PRINT 70
70 FORMAT( //,3X,'POSIBLES GRUPOS ESPACIALES:',//)
DO 71 IA=1,M
READ 72,HR,D1,FRA,CC,NO,(IPA(J,IA),J=1,106)
72 FORMAT(5A5,2X,53I1,/,27X,53I1)
IJUA=0
IV=1
IW=52
IPER=0
713 NV2=0
DO 701 J2=IV,IW
HW=IW-IV+1
NV1=IP(J2,NK)
NV2=NV2+NV1
701 CONTINUE
IF(NV2,EQ.HW) GO TO 702
DO 702 J3=IV,IW
NV=IP(J3,NK)
NW=IPA(J3,IA)
IF(NW,NE.0) GO TO 702
IF(NW,EQ.NV) GO TO 702
IJUA=1
702 CONTINUE
IPER=IPER+1
GO TO (703,704,705,706,707,708,709,710,711,712),IPER
703 IV=53

```

```

      IW=65
      GO TO 713
704  IV=66
      IW=74
      GO TO 713
705  IV=75
      IW=83
      GO TO 713
706  IV=84
      IW=88
      GO TO 713
707  IV=89
      IW=93
      GO TO 713
708  IV=94
      IW=95
      GO TO 713
709  IV=96
      IW=98
      GO TO 713
710  IV=99
      IW=101
      GO TO 713
711  IV=102
      IW=106
      GO TO 713
712  CONTINUE
      IF(IJUA,NE.0) GO TO 71
C    EXCLUSION DE GRUPOS DE OTRAS SINGONIAS (SUPONIENDO 704 TARJETAS)
      GO TO (400,401,402,403,404,405,406),SIN
400  IF(IA,GE.299,AND,IA,LE.352) GO TO 407
      GO TO 71
401  IF(IA,GE.151,AND,IA,LE.236) GO TO 407
      GO TO 71
402  IF(IA,GE.268,AND,IA,LE.294) GO TO 407
      GO TO 71
403  IF(IA,GE.237,AND,IA,LE.267) GO TO 407
      GO TO 71
404  IF(IA,GE.39,AND,IA,LE.150) GO TO 407
      GO TO 71
405  IF(IA,GE.3,AND,IA,LE.38) GO TO 407
      GO TO 71
406  IF(IA,EQ.1,OR,IA,EQ.2) GO TO 407
      GO TO 71
407  PRINT 75,NR,DI,FRA,CC,ND,(IPA(LA,IA),LA=1,106)
      75 FORMAT(1X,5A5,10611)
      71 CONTINUE
      PRINT 211
211  FORMAT(///,10X,'INTERPRETACION DE LOS REFLEJOS',///,10X,'MODO DE BRA
      *VAIS: ',/)
      JP1=IP(1,NK)
      JP2=IP(2,NK)
      JP3=IP(3,NK)
      JP4=IP(4,NK)
      JP5=IP(5,NK)
      JP6=IP(7,NK)
      JP7=IP(8,NK)
      JP8=IP(9,NK)
      JP9=IP(12,NK)
      JP10=IP(13,NK)

```

```

      JP11=IP(14,NK)
      JP12=IP(18,NK)
      JP13=IP(19,NK)
      IF(JP1,NE.0) GO TO 201
      PRINT 200
200  FORMAT(27X,'RED P PRIMITIVA',/)
203  FORMAT(27X,'RED I CENTRADA',/)
205  FORMAT(27X,'RED C DE CARAS (001) CENTRADAS',/)
207  FORMAT(27X,'RED A DE CARAS (100) CENTRADAS',/)
209  FORMAT(27X,'RED B DE CARAS (010) CENTRADAS',/)
212  FORMAT(27X,'RED F DE CARAS CENTRADAS',/)
201  IF(IN5,EQ.0,OR,IN5,EQ.2,OR,IN5,EQ.4) GO TO 202
      IF(IN5,EQ.3,AND,IN14,EQ.3) GO TO 204
      IF(IN5,EQ.3,AND,IN14,NE.3,AND,IN2,EQ.0) GO TO 206
      IF(IN5,EQ.3,AND,IN14,NE.3,AND,IN3,EQ.0) GO TO 208
      IF(IN5,EQ.3,AND,IN14,NE.3,AND,IN4,EQ.0) GO TO 295
      IF(IN5,EQ.1,AND,IN1,EQ.0) GO TO 202
      IF(IN12,EQ.0,AND,IN13,NE.0,OR,IN12,NE.0,AND,IN13,EQ.0) GO TO 210
204  PRINT 203
      GO TO 216
206  PRINT 205
      GO TO 213
208  PRINT 207
      GO TO 216
210  PRINT 212
      GO TO 216
295  PRINT 209
      GO TO 216
202  PRINT 200
213  IF(GA,NE.120,) GO TO 216
      IF(JP12,NE.0) GO TO 214
      PRINT 215
215  FORMAT(27X,'RED H EXAGONAL TRIPLE',/)
214  IF(JP13,NE.0) GO TO 216
      PRINT 242
242  FORMAT(27X,'RED R ROMBOEDRICA OBVERSA',/)
216  CONTINUE
      PRINT 416
416  FORMAT(//,5X,'- REFLEJOS -',6X,'ELEMENTOS DE SIMETRIA DE POSICI
      *ON',6X,'- SINGONIAS -',//,5X,'*TIPO*CONDICION*ORIENTACION*COMPONENT
      *ES * S I M B O L O S *',//,1X,'EJES',/)
      JP14=IP(97,NK)
      JP15=IP(98,NK)
      JP16=IP(100,NK)
      JP17=IP(103,NK)
      JP18=IP(104,NK)
      JP19=IP(105,NK)
      JP20=IP(106,NK)
      JP21=IP(55,NK)
      JP22=IP(59,NK)
      JP23=IP(60,NK)
      JP24=IP(67,NK)
      JP25=IP(76,NK)
      JP26=IP(77,NK)
      JP27=IP(80,NK)
      JP28=IP(81,NK)
      JP29=IP(85,NK)
      JP30=IP(86,NK)
      JP31=IP(87,NK)
      JP32=IP(88,NK)

```

```

JP33=IP(90,NK)
JP34=IP(91,NK)
JP35=IP(92,NK)
JP36=IP(93,NK)
JP37=IP(101,NK)
JP38=IP(95,NK)
DO 250 J=1,32
READ 217,(EE(IZ,J),IZ=1,13)
250 CONTINUE
217 FORMAT(2X,13A6)
IF(CJP14,NE.0) GO TO 218
PRINT 217,(EE(IZ,J),IZ=1,13),J=1,2)
218 IF(CJP15,NE.0) GO TO 219
PRINT 217,(EE(IZ, 3),IZ=1,13)
219 IF(CJP16,NE.0) GO TO 252
PRINT 217,(EE(IZ, 4),IZ=1,13)
252 IF(CJP37,NE.0) GO TO 220
PRINT 217,(EE(IZ,5),IZ=1,13)
220 IF(CJP17,NE.0) GO TO 221
PRINT217,(EE(IZ,J),IZ=1,13),J=6,7)
PRINT217,(EE(IZ, 9),IZ=1,13)
221 IF(CJP19,NE.0) GO TO 222
PRINT 217,(EE(IZ, 8),IZ=1,13)
222 IF(CJP18,NE.0) GO TO 223
PRINT217,(EE(IZ, 10),IZ=1,13)
223 IF(CJP20,NE.0) GO TO 253
PRINT217,(EE(IZ, 11),IZ=1,13)
253 IF(CJP38,NE.0) GO TO 224
PRINT 217,(EE(IZ,12),IZ=1,13)
224 PRINT 225
225 FORMAT(1X,'PLANUS')
IF(CJP21,NE.0) GO TO 226
PRINT 217,(EE(IZ, 28),IZ=1,13)
226 IF(CJP22,NE.0) GO TO 227
PRINT 217,(EE(IZ, 30),IZ=1,13)
PRINT 217,(EE(IZ,31),IZ=1,13)
227 IF(CJP23,NE.0) GO TO 228
PRINT217,(EE(IZ, 32),IZ=1,13)
228 IF(CJP24,NE.0) GO TO 229
PRINT217,(EE(IZ, 29),IZ=1,13)
229 IF(CJP25,NE.0) GO TO 230
PRINT217,(EE(IZ, 18),IZ=1,13)
230 IF(CJP26,NE.0) GO TO 231
PRINT217,(EE(IZ, 19),IZ=1,13)
231 IF(CJP27,NE.0) GO TO 232
PRINT 217,(EE(IZ, 20),IZ=1,13)
232 IF(CJP28,NE.0) GO TO 233
PRINT217,(EE(IZ,J),IZ=1,13),J=21,22)
233 IF(CJP29,NE.0) GO TO 234
PRINT217,(EE(IZ, 24),IZ=1,13)
234 IF(CJP30,NE.0) GO TO 235
PRINT 217,(EE(IZ, 23),IZ=1,13)
235 IF(CJP31,NE.0) GO TO 236
PRINT 217,(EE(IZ, 25),IZ=1,13)
236 IF(CJP32,NE.0) GO TO 237
PRINT 217,(EE(IZ,J),IZ=1,13),J=26,27)
237 IF(CJP33,NE.0) GO TO 238
PRINT 217,(EE(IZ, 13),IZ=1,13)
238 IF(CJP34,NE.0) GO TO 239
PRINT 217,(EE(IZ, 14),IZ=1,13)

```

```

239 IF(JP35,NE,0) GO TO 240
    PRINT 217,((EE(IZ,      15),IZ=1,13)
240 IF(JP36,NE,0) GO TO 241
    PRINT 217,((EE(IZ,J),IZ=1,13),J=16,17)
241 CONTINUE
    PRINT 304
    PRINT 416
    PRINT 217,((EE(IPE,ITA),IPE=1,13),ITA=1,12)
    PRINT 251
251 FORMAT(//,1X,'PLANUS',//)
    PRINT 217,((EE(IPE,ITA),IPE=1,13),ITA=13,32)
    CALL EXIT
    END

```

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO  
INSTITUTO DE GEOLOGIA  
LABORATORIO DE CRISTALOGRAFIA

NUMBRE: COSALITA

CELDA ELEMENTAL: A= 19.0900 ALFA= 90.00  
B= 23.8700 BETA= 90.00  
C= 4.0550 GAMA= 90.00

RELACION PARAMETRICA= 0.7997 : 1 : 0.1699

SINGONIA = +ORTOCLINICA.

SELECCION DEL GRUPO ESPACIAL.

## REFLEJOS

CONDICIONES DE PARIDAD.

[illegible]

[illegible]

### TABLA DE REFERENCIA

|    |                 |    |                  |     |                 |
|----|-----------------|----|------------------|-----|-----------------|
| 29 | H=H+2           | 57 | L=3+1            | 90  | ODL             |
| 30 | K=H+2           | 58 | L=H+2            | 91  | INCORRECTIONADO |
| 31 | L=H+2           | 59 | H=L+2H           | 92  | H=2H            |
| 32 | H=H+1           | 60 | 2H=L+H+1         | 93  | L=2H            |
| 33 | K=H+1           | 61 | L=H+1            | 94  | H=L+2H          |
| 34 | L=H+1           | 62 | L=H+1            | 95  | H=H+2           |
| 35 | H=H+1           | 63 | L=H+1            | 96  | ODL             |
| 36 | K=H+1+1         | 64 | L=H+1+2          | 97  | INCORRECTIONADO |
| 37 | L=H+1+1         | 65 | L=H+2            | 98  | K=H+1           |
| 38 | H=H+1           | 66 | INCORRECTIONADO  | 99  | H=2H            |
| 39 | K=H+1           | 67 | L=2H             | 100 | H=2H            |
| 40 | L=H+1           | 68 | H=L+3H           | 101 | K=H+1           |
| 41 | H=H+1           | 69 | SI H=L+3H+1 L=2H | 102 | INCORRECTIONADO |
| 42 | K=H+1+3         | 70 | L=H+1            | 103 | L=2H            |
| 43 | L=H+1+3         | 71 | L=H+1            | 104 | L=3H            |
| 44 | H=H+1+3         | 72 | L=H+1+1          | 105 | L=H+1           |
| 45 | K=H+1+3         | 73 | L=H+1+2          | 106 | L=H+1           |
| 46 | L=H+1+3         | 74 | L=H+2            | 107 | L=H+1           |
| 47 | H=H+1+3         | 75 | INCORRECTIONADO  | 108 | K=H+1           |
| 48 | K=H+1+4         | 76 | L=2H             | 109 | L=H+1           |
| 49 | L=H+1+4         | 77 | L=2H             | 110 | K=H+1           |
| 50 | H=H+1+4         | 78 | L=2H             | 111 | K=H+1           |
| 51 | K=H+1+4         | 79 | L=2H+1           | 112 | INCORRECTIONADO |
| 52 | L=H+1+4         | 80 | K=L+2H           | 113 | L=2H            |
| 53 | INCORRECTIONADO | 81 | K=L+2H           | 114 | L=3H            |
| 54 | H=2H            | 82 | L=2H+1           | 115 | L=H+1           |
| 55 | L=2H            | 83 | 2K=L+2H+1        | 116 | L=H+1           |
| 56 | L=2H+1          | 84 | 2K=L+2H+1        | 117 | L=H+1           |

### POSIBLES GRUPOS ESPACIALES:

[illegible][illegible]

### INTERPRETACION DE LOS REFLEJOS

MODU DE BRAVAIS:

REP P PRIMITIVA

RED P PRIMITIVA

REFLEJOS - ELEMENTOS DE SINTRIA DE POSICION - SINGNIAS -  
CONDICION-ORIENTACION-COMPONENTES - S I N H D O S -

|        | K=2H      | [010] | B/2           | 2(1), A(2) | MON(II), ORT.   |
|--------|-----------|-------|---------------|------------|-----------------|
| PLANET | H=2H      | [110] | A/2+B/2       | 2(1)       |                 |
|        | (2H)=L=2H | (110) | (A/2+H/2)+C/2 | (1) C      | TRIG, TET, CUB. |
|        | H+L=2H    | (110) | A/2+H/A+C/4   | (NC) C     |                 |
|        | K=2H      | (100) | A/2           | B          | ORT, TET, CUB.  |
|        | L=H=2H    | (010) | C/2+A/2       | H          | MON(II), ORT.   |
|        | L+H=H     | (010) | C/4+A/4       | D          | ORT.            |
|        | (L+H)=2H  | (001) | A/2           | A          | M(1), TET, ORT. |
|        | H=2H      | (001) | B/2           | B          | M(1), TET, ORT. |
|        | K=2H      | (001) | A/2+B/2       | A          | M(1), TET, ORT. |
|        | H+K=2H    | (001) | A/4+B/4       | D          | ORT.            |
|        | H+L=2H    | (001) | A/4+B/4       | D          | ORT.            |
|        | (H+K)=2H  | (001) | A/4+B/4       | D          | ORT.            |

### TABLA DE REFERENCIA

REFLEJOS - ELEMENTOS DE SINETRIA DE POSICION - SINGONIAS -  
 TIPO\*CONDICION\*ORIENTACION\*COMPONENTES \* S I H B O L O S \*

|     |      |       |     |           |              |
|-----|------|-------|-----|-----------|--------------|
| H00 | Hw2N | [100] | A/2 | 2(1)      | ORT,TET,CUB. |
| H00 | Hw2N | [100] | A/2 | 4(2)      | CUB.         |
| H00 | Hw4N | [100] | A/4 | 4(1)+4(3) | CUB.         |
| OK0 | Kw2N | [010] | B/2 | 2(1)      | MON(1),ORT.  |
| OK0 | Kw4N | [010] | B/4 | 4(1)+4(3) |              |
| OL1 | Lw2N | [001] | C/2 | 2(1)      | MON(1),ORT.  |
| OL1 | Lw2N | [001] | C/2 | 4(2)      | TET.         |
| OL1 | Lw4N | [001] | C/4 | 4(1)+4(3) | TET.         |
| OL1 | Lw2N | [001] | C/2 | 4(2)      | FEa.         |

|     |      |       |         |                        |      |
|-----|------|-------|---------|------------------------|------|
| 00L | L=3H | {001} | C/3     | 3(1), 3(2), 6(2), 6(4) | EXA. |
| 00L | L=6H | {001} | C/4     | 6(1), 6(5)             | EXA. |
| HHH | H=2H | {110} | A/2+D/2 | 2(1)                   |      |

FLAN(15)

|     |            |        |               |       |                 |
|-----|------------|--------|---------------|-------|-----------------|
| HKO | H=2N       | (001)  | A/2           | A     | H(C), TET, ORT. |
| HKO | K=2H       | (001)  | B/2           | B     | H(C), TET, ORT. |
| HKO | H+K=2H     | (001)  | A/2+B/2       | A     | H(C), TET, ORT. |
| HKO | H+K=4H     | (001)  | A/4+B/4       | D     | ORT.            |
|     | (H,K,L)=2H |        |               |       |                 |
| OKL | K=2H       | (100)  | H/2           | B     | ORT, TET, CUR.  |
| OKL | L=2H       | (100)  | C/2           | C     | ORT, TET, CUR.  |
| OKL | K+L=2H     | (100)  | B/2+C/2       | H     | ORT, TET, CUR.  |
| OKL | K+L=4H     | (100)  | B/4+C/4       | D     | ORT, TET, CUR.  |
|     | (K,L)=2H   |        |               |       |                 |
| HOL | L=2H       | (010)  | C/2           | C     | MON(II), ORT.   |
| HOL | H=2N       | (010)  | A/2           | A     | MON(II), ORT.   |
| HOL | L+H=2H     | (010)  | C/2+A/2       | H     | MON(II), ORT.   |
| HOL | L+H=4N     | (010)  | C/4+A/4       | D     | ORT.            |
|     | (L,H)=2N   |        |               |       |                 |
| HUL | L=2H       | (1 10) | C/2           | C     | EXA.            |
| HUL | H=2N       | (110)  | A/2+B/2       | C     | EXA.            |
| HUL | (2H,L)=2N  | (110)  | (A/2+B/2)/C/2 | (H) C | TRIG, TET, CUR. |
| HUL | H+L=2H     | (110)  | A/4+B/4+C/4   | H(C)  |                 |
| HUL | 2H+L=4H    | (110)  | A/2+B/4+C/4   | D     | TET, CUR.       |

# EL VULCANISMO DE LAS PLANICIES DE LA HUASTECA (Este de México)

## DATOS GEOQUÍMICOS Y PETROGRÁFICOS

*Claude ROBIN \**

\* Investigador visitante en el Instituto de Geología, UNAM.  
México 20, D. F.

## CONTENIDO

|                                                                                         |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|----|
| RESUMEN . . . . .                                                                       | 59 |
| I. INTRODUCCIÓN - CONTEXTO GEOLÓGICO . . . . .                                          | 61 |
| II. ANÁLISIS PETROGRÁFICOS Y GEOQUÍMICOS . . . . .                                      | 62 |
| 1. El vulcanismo de las planicies de Ciudad Mante a Ébano . . . . .                     | 62 |
| 2. El vulcanismo de los llanos extendidos entre Cerro Azul y Chi-<br>contepec . . . . . | 71 |
| A. Los cerros y los derrames directamente asociados . . . . .                           | 71 |
| B. El vulcanismo extrusivo fisural . . . . .                                            | 77 |
| III. SIGNIFICACIÓN VULCANOLÓGICA DE LAS SERIES . . . . .                                | 80 |
| 1. Situación con respecto al vulcanismo del este de México . . . . .                    | 80 |
| 2. Petrogénesis . . . . .                                                               | 82 |

## EL VULCANISMO DE LAS PLANICIES DE LA HUASTECA (Este de México)

### DATOS GEOQUÍMICOS Y PETROGRÁFICOS

#### RESUMEN

Unos veinte análisis químicos (de los elementos mayores), estudios petrográficos en lámina delgada y trabajos de campo, proporcionan nuevos datos sobre la naturaleza, la edad y el tipo de emplazamiento de las series volcánicas diseminadas en la planicie costera del Golfo de México —desde Tuxpan hasta Ciudad Mante.

Los tipos de vulcanismo se encuentran bastante diversificados: los cerros intrusivos, sobre todo abundantes cerca de los pueblos Chicontepec y Ebano, se presentan con forma de cuellos volcánicos, diques-estratos o domos, mientras que el magmatismo de tipo extrusivo está bien representado por espesos derrames cuya extensión alcanza 10 a 20 kilómetros en la Sierra de Tantima (o Sierra Otontepec), cerca de Metlatoyuca, o también en los alrededores de Huautla. El espesor total de los derrames a menudo alcanza algunas centenas de metros.

Los estudios geoquímicos y petrográficos revelan que los cerros pertenecen a dos conjuntos distintos: dos de ellos corresponden con los intrusivos alcalinos de la Sierra de Tamaulipas (siénitas y traquitas) y, más al norte, con los de las Sierras San Carlos y San José (Tamps.). Por otra parte, el resto de la serie, cuyos porcentajes de nefelina en las normas son a veces importantes (17% máximo), se compone de rocas del tipo de los basaltos alcalinos (basanitas, tefritas, basaltos, hawaitas, mugearitas). Estas últimas rocas muy probablemente se encuentran relacionadas con una parte del vulcanismo de derrames, particularmente con las series finales que coronan la Sierra Otontepec. Las mesas basálticas de Metlatoyuca, Huautla y la base de la Sierra de Tantima, presentan las diferentes características de los basaltos intermedios de hiperstena normativa.

La significación de este vulcanismo en su contexto tectónico en los periodos supuestos de su emplazamiento, se discute al igual que sus relaciones con el conjunto del vulcanismo terciario del este de México.



## RESUME

Une vingtaine d'analyses chimiques (éléments majeurs), des études pétrographiques et des relevés géologiques sur le terrain, apportent de nouveaux éléments sur la nature, l'âge et le mode de mise en place des séries volcaniques qui parsèment les plaines qui bordent le Golfe du Mexique de Tuxpan à Ciudad Mante.

Le mode de gisement des roches est diversifié; les cerros intrusifs, surtout abondants près de Chicontepec et Ebano (au Sud et à l'Ouest de Tampico), se présentent sous forme de necks, sills, ou de dômes alors que le volcanisme d'épanchement est bien représenté par d'épaisses coulées dont l'extension atteint 10 à 20 kilomètres dans la Sierra de Tantima (ou Sierra Otontepec), près de Metlatoyuca, ou encore à Huautla. L'épaisseur totale des coulées atteint parfois plusieurs centaines de mètres.

Les études géochimiques et pétrographiques révèlent que les cerros appartiennent à deux ensembles distincts. Deux d'entre eux doivent être rattachés aux intrusions et extrusions alcalines de la Sierra de Tamaulipas (syénites et trachytes) et, plus au Nord, à celles des Sierras San Carlos et San José (Etat de Tamaulipas). Par contre, le reste de la série, dont les teneurs en néphéline dans les normes C.I.P.W. sont parfois importantes (maximum 17%) est composé de roches appartenant à la lignée des basaltes alcalins (basanites, téphrites, basaltes, hawaïites, mugearites). Ces dernières doivent être probablement rapportées à une partie du volcanisme d'épanchement, particulièrement aux séries terminales qui couronnent la Sierra Otontepec. Les tables basaltiques de Metlatoyuca, Huautla et la base de la Sierra de Tantima présentent des lignées différentes de basaltes "intermédiaires" à hypersthène normatif.

La signification de ce volcanisme dans son contexte tectonique aux périodes supposées de sa mise en place est discutée ainsi que ses rapports avec l'ensemble du volcanisme tertiaire de l'Est du Mexique.

## ABSTRACT

Twenty chemistry analysis (of the main elements), petrographic investigations of thin sections and field work give new data about the nature, age and occurrence of scattered volcanic rocks in the coast plain (Gulf of Mexico) from Tuxpan to Ciudad Mante.

The volcanic types are very diversified: the intrusive rocks, especially abundant near Chicontepec and Ebano, have characteristics of necks, dikes, sills and domes while extrusive magmatism is well represented by thick lava-flows with lengths of 10 to 20 kilometers in the Tantima Mountain (or Otontepec), near Metlatoyuca or Huautla. The total thickness of the flows may reach several hundred meters.

Geochemical and petrographic studies demonstrate that the intrusive rocks belong to two different assemblages: two of them belong to alkaline intru-

sives of Sierra Tamaulipas (syenites and trachytes) and, to the North, to those of San Carlos and San Jose Mountains (Tamps.). On the other hand, the rest of the series with nepheline present in the norm up to 17%, is composed of alkaline basalt series (basanites, tephrites, basalts, hawaïites, mugearites). These last rocks are probably related with part of the extrusive activity, particularly with the final series that surmount the Otontepec Mountain. The flood basalts of Metlatoyuca, Huautla, and the base of the Sierra of Tantima present the different characteristics of intermediate normative hypersthene basalts.

The significance of this volcanism in its geologic context, during the supposed periods of activity is discussed along with its relations with the assemblage of Cenozoic volcanism in the eastern part of Mexico.

## INTRODUCCIÓN

## I. CONTEXTO GEOLOGICO

La planicie sedimentaria situada al oeste y al sur de Tampico, está constituida por materiales pertenecientes al Cretácico Superior, al Eoceno y al Oligoceno. La estratigrafía detallada, establecida por varios autores, conduce a la diferenciación de formaciones sedimentarias siendo la más antigua, en el área que nos interesa, la Formación Méndez (Cretácico Superior) bien representada al oeste de Tampico. Los sedimentos más recientes (Formaciones Chicontepec del Paleoceno - Eoceno, Aragón, Tantoyuca, Chapopote, etcétera) se localizan más al sur en dirección a Poza Rica y están cubiertos por los sedimentos del Oligoceno. La tectónica que afecta a dichos materiales es relativamente sencilla. El eje de los pliegues, de gran radio de curvatura, sigue la dirección general de plegamiento de la Sierra Madre Oriental, que limita los llanos de Chicontepec hacia Ciudad Mante. Tales planicies fueron, durante el Mioceno y el Plioceno (J. Muir, 1936), el marco de un vulcanismo esporádico cuyos vestigios actuales se pueden observar como formas de derrames basálticos y de numerosas intrusiones aisladas presentándose como domos o "cuellos volcánicos", alcanzando muchos de ellos, varias centenas de metros de altura.

Algunos de estos relieves han interesado a los geólogos (J. Muir, A. Heim...) y el más famoso de ellos, el Cerro Bernal de Horcasitas, fue objeto de una publicación de A. Heim en 1934. Por otro lado, muy a menudo, los geólogos motivados por las investigaciones petroleras, se han

limitado a decir que se trataba de un vulcanismo generalmente basáltico (Cerro del Bernal, cerros de los alrededores de Chicontepec...) sin más detalle.

En este artículo se intentará presentar consideraciones acerca de la naturaleza de estas lavas situadas en el cuadrilátero Tuxpan-Chicontepec-Ciudad Mante-Tampico, las cuales representan un vulcanismo particular, así como sobre las relaciones que puedan tener algunas de ellas con las rocas intrusivas de la Sierra de Tamaulipas, al norte, o de macizos todavía más lejos, como el de San Carlos, al norte de Ciudad Victoria, o el de Palma Sola-Chiconquiaco, al sur de Poza Rica.

Los cuellos volcánicos y los derrames asociados a estas estructuras, que son el objeto de este artículo, están diseminados sobre más o menos 200 kilómetros del norte al sur entre los paralelos norte 21 y 23 (Fig. 1). La región puede dividirse en dos sectores importantes:

a) Los llanos situados abajo de la Sierra El Abra, de Ciudad Mante hasta Ebano, en los cuales se encuentran los cerros del Bernal, Murciélagos, Nopal, así como los de Ebano: cerros Auza, Dicha y La Pez, y

b) un área situada netamente más al sur extendida entre los pueblos Cerro Azul y Chicontepec, enfrente de los escarpes de la Sierra Madre Oriental. En esta porción se han estudiado las intrusiones de Cerro Azul, Chapopote, Texnecula, Moratillo, Tepenahuac, Ayacastle, Postectitla, los derrames que los rodean, así como otras formaciones que corresponden a relieves volcánicos de menor importancia, y los vestigios de un vulcanismo de escurrimiento que aparece en la Sierra de Tantima bajo la forma de derrames de espesores importantes superpuestos de basaltos más o menos diferenciados.

La naturaleza de las rocas, por una parte y el tipo de emplazamiento por la otra, pueden variar de un punto al otro de este vulcanismo esporádico. Se necesita señalar una tercera área situada al oeste y al noroeste de Poza Rica, donde aparecen mesetas volcánicas representadas por corrientes basálticas. Este vulcanismo constituye un lazo entre el de la provincia estudiada y las grandes formaciones andesito-basálticas que se encuentran en la parte sur del Estado de Veracruz en los alrededores de Jalapa y Misantla.

## II. ANALISIS PETROGRAFICOS Y GEOQUÍMICOS

### 1. El vulcanismo de las planicies de Ciudad Mante a Ebano

Dicho vulcanismo está principalmente compuesto por rocas intrusivas dentro de las formaciones sedimentarias. Existen pocos representativos, pero algunos son importantes por su altura, como el Cerro Bernal.

### *El Cerro Bernal de Horcasitas*

Situado al norte del área considerada, a unos kilómetros al sur de la carretera González-Ciudad Mante, este cuello volcánico alcanza 1 100 metros de altitud. El tapón central está rodeado por corrientes de lava que constituyen una cubierta de 6 a 7 kilómetros de diámetro. El conjunto está en un sinclinal formado por sedimentos del Paleoceno, calizas y arcillas. A. Heim (1934) describe en la roca intrusiva central, xenolitos de granito de biotita, así como de sienita. El estudio mineralógico y químico de la lava, la cual fue definida como basalto por dicho autor, muestra que se trata de un cuerpo subsaturado, muy rico en nefelina (17% de la composición normativa); sin embargo, el feldespatoide no es el mineral félsico dominante. El análisis completo de los óxidos revela solamente 40% de sílice.

Al estudio microscópico, se aprecian, dentro de una mesostasa microcristalina, numerosos pequeños cristales de clinopiroxenas (augita). Existen manchas que alcanzan 2 a 3 milímetros de diámetro, de color café rojizo, constituida por un ensamble de biotita pleocroica que contiene pequeños zircons, mezclada con los minerales blancos de la matriz, con minerales opacos y también con las clinopiroxenas. En el fondo, aparecen además la nefelina y feldespatos alcalinos (ortoclasa). Las plagioclasas no están muy representadas; esencialmente quedan constituidas por albita (según el cálculo de la norma). Se encuentran cristales heuedrales de apatita, como mineral accesorio. La presencia de antiguos fenocristales de biotita muy largos (hasta 8-10 mm), constituyendo amígdalas dentro de esta roca, hace suponer el desarrollo de un génesis en dos fases, la segunda anhidra con respecto a la primera permitió el desarrollo de piroxenas y feldespatos alcalinos en el interior de los cristales de biotita en estado metastable. Tales fenocristales suponen un origen pegmatítico. Con tal génesis, no se puede tener en cuenta que el análisis químico sea representativo de un magma bien definido, y su clasificación es incierta.

### *Los cerros Nopal y Murciélagos*

Situados a más o menos 30 kilómetros al sureste de Ciudad Mante, difieren totalmente del Cerro del Bernal, por su modo de yacimiento, su naturaleza, así como la edad del emplazamiento. Estas intrusiones atraviesan las series del Cretácico Superior (calizas arenosas de la Formación Méndez), sobre todo en forma de lacolitos acompañados de pequeños diquestratos y no de cuellos redondos, como es el tipo del Bernal, el cual está ligado con derrames de lava de una misma naturaleza.

En el Cerro Murciélag, la vegetación y la lixiviación de la roca en la superficie no permiten observar el contacto intrusivo-sedimentos. De cualquier forma, es muy probable que se trate de un diquestrato expuesto en una longitud de alrededor de 1 kilómetro. Su espesor no debe ser mayor de 120 metros. El Cerro Nopal, a unos kilómetros al sur, se presenta en forma de lacolito cuya base es concordante con las formaciones sedimentarias. A unas centenas de metros al oeste de la intrusión principal, hay pequeñas colinas de unos diez metros de altura, constituidas por diquestratos de la misma roca, interestratificados en las calizas que muy a menudo forman la cima de esas elevaciones. Sobre los flancos del mismo cerro, se encuentran dichos sedimentos. Al contacto con los diques, la formación sedimentaria presenta un ligero metamorfismo representado por un foliamiento incipiente.

#### *Naturaleza petrográfica y química*

Estas rocas compactas, sin huecos, presentan un color verde oscuro muy pronunciado debido en ambos casos a la cantidad de microlitos de piroxenas alcalinas. Se nota la presencia, en el Cerro Nopal, de fenocristales de piroxenas en forma de largas agujas que alcanzan 2 centímetros así como numerosos fragmentos de feldespatos alcalinos aglomerados y nódulos de piroxeno-peridotita. La estructura microscópica varía de microlítica hasta microgranulosa en el Cerro Nopal y es uniformemente microgranular en la roca del Cerro Murciélag. Se observa, para esta última un tramo de arreglo traquítico de microlitas de egerina y de pequeños cristales cuyo tamaño es de 500 micrones de augita egerínica (foto núm. 1). Este conjunto aparece en un fondo intergranular de feldespatos potásicos (29% en el cálculo de la norma), de albita (6%) y de nefelina bien visible. Entre los minerales menos comunes, se encuentran cristales de color café muy claro, con pleocroísmo débil y muy débil birefringencia que se deben relacionar con la serie eudialita-eucolita. Se presentan además prismas en agregados café amarillentos polarizando en los tonos vivos de segundo orden, que están constituidos de lavenita y asociados con las agujas de egerina. Además de todos esos minerales característicos de las sienitas nefelínicas, existe biotita en pequeños cristales muy pleocroicos. Se concluye que se trata de una tinguaíta.

La estructura de la roca del Cerro Nopal (foto núm. 2) es generalmente microlítica porfirítica. Los microlitos están constituidos de feldespato alcalino, plagioclasas y aegirina. La augita, muy a menudo es egerínica, y constituye los porfiroblastos. Se nota además, egerina vanadífera e importantes nódulos de analcima. En partes, la roca está moteada por delgadas agujas de egerina que se pueden apreciar solamente con un fuerte aumento del



Foto Nº 1: Microfotografía de la tinguaíta del Cerro Murciélag. Notar el arreglo traquítico de las agujas de egerina en el fondo blando de feldespatos y nefelina.

microscopio (los aglomerados ocasionan manchas alargadas verdes sobre ejemplar de mano). Existen también de vez en cuando pequeños prismas de apatita. Entre los minerales de alteración más comunes figuran la actinolita en las piroxenas en vía de uralitización. En el interior de nódulos de peridotitas que muestran fenómenos de deuteritización cuya anchura alcanza generalmente 1 a 2 centímetros (foto núm. 2) aparecen otros minerales de segunda generación: clinohumitas, actinolita, y al contacto con la roca encajonante un entrelazamiento de cloritas, humitas, biotita, astrofilita (?), amfibola café y pirocloro.

La composición química de estos dos macizos intrusivos (Tabla núm. 1)

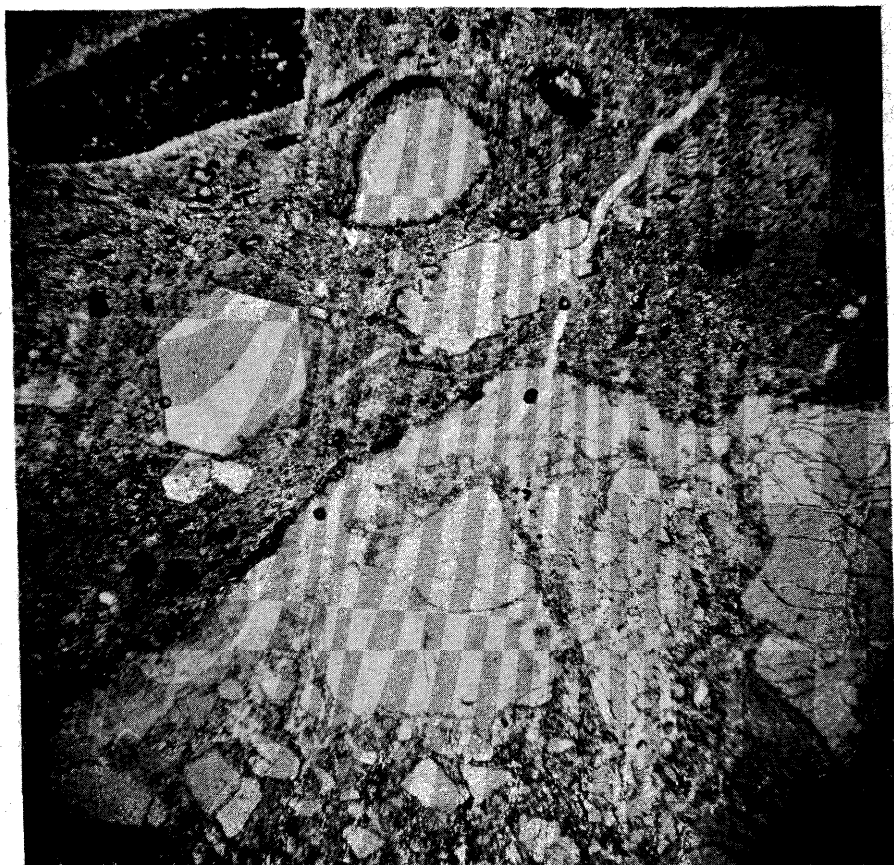


Foto N° 2: Roca del Cerro Nopal. Xenolito de peridotita dentro de una matriz foliolítica. Las manchas oscuras están constituidas por aglomerados de microlitos de egerina.

debe ser comparada con la de las formaciones semejantes sieníticas señaladas a 100-150 kilómetros al norte en la Sierra de Tamaulipas por J. Muir y A. Heim, y con las descritas al norte de Ciudad Victoria en la Sierra de San Carlos por E. H. Watson (1937). En estas regiones, se reconoce desde hace mucho tiempo, la existencia de varias fases volcánicas. Las primeras manifestaciones han dado nacimiento a series subsaturadas (sienitas nefelínicas, foyaitas, tinguaitas) así como a dioritas en las sierras de San Carlos y San José. En la Sierra de Tamaulipas (noroeste de Tampico, fig. 1), la disposición y sobre todo la naturaleza, parecen ser semejantes, aunque hay varias diferencias (presencia de traquitas y riolitas). Estos intrusivos, que se pre-

sentan habitualmente con forma de diquestratos o lacolitos, y cuyo emplazamiento se remonta por lo menos al Oligoceno, fueron en su mayor parte expuestos por la erosión. Estas series son seguidas por andesitas y basaltos. J. Muir (1936) describe la presencia de diques basálticos cortando el Oligoceno y las rocas intrusivas en la Sierra de Tamaulipas. Este autor les atribuye una edad probablemente miocena.

Se reproducen (Tabla núm. 3) los análisis efectuados sobre dos tinguaitas de la Sierra San José y una foyaita de la Sierra San Carlos. La comparación de estos datos obtenidos por E. H. Watson con los del autor (análisis HU46 y HU52), muestra el parentesco de estos magmas y la continuidad que se puede seguir de la Sierra San Carlos hasta los dos cerros mencionados pasando por los magmas alcalinos de la Sierra de Tamaulipas.

#### *Los intrusivos de los alrededores de Ébano*

Son tres (cerros Auza, La Pez y Dicha) situados a más o menos 25-30 kilómetros al sureste de los precedentes, cerca del pueblo Ébano. Presentan una química totalmente diferente de los anteriores, y una gran homogeneidad entre ellos, ya sea desde el punto de vista del tipo de yacimiento o por su naturaleza. El Cerro Auza aparece como un pequeño domo intrusivo aislado que sobrepasa los terrenos de la Formación Chicontepec (arcillas grises y café de la llanura de Ébano). Debido a numerosos derrumbes y a la vegetación que lo cubren, el contacto con los sedimentos no es visible. Al contrario, en el Cerro La Pez, situado en la laguna al sur del pueblo (foto núm. 3), se pueden observar arcillas café claro en la base, cubiertas por una brecha volcánica, que sobre el flanco este constituye casi la totalidad del relieve; el conjunto se ve coronado por un débil espesor (unos metros) de roca volcánica compacta, mesocrata. Este pequeño macizo se parece más a un volcán abortado que a una intrusión, la brecha puede entonces representar el destapamiento de la chimenea. Este aparato, al contrario de los cerros Nopal y Murciélagos, alcanzó la superficie; puede ser lo mismo para los otros dos afloramientos (Dicha y Auza).

Los datos petrográficos y químicos para estos tres relieves son relativamente semejantes: se trata de rocas microlíticas no porfíricas en las cuales la fase vítrea puede estar muy desarrollada. Dentro de la mesostasa, son visibles en ejemplar de mano, xenolitos bastante escasos de piroxenitas y pequeños nódulos dispersados de peridotitas que pueden alcanzar un centímetro de diámetro. Para el Cerro Auza, el estudio en lámina delgada revela una estructura hialopilitica; en un fondo importante de vidrio y de feldspatoides parecen microlitos de plagioclase básica con forma de pequeñas



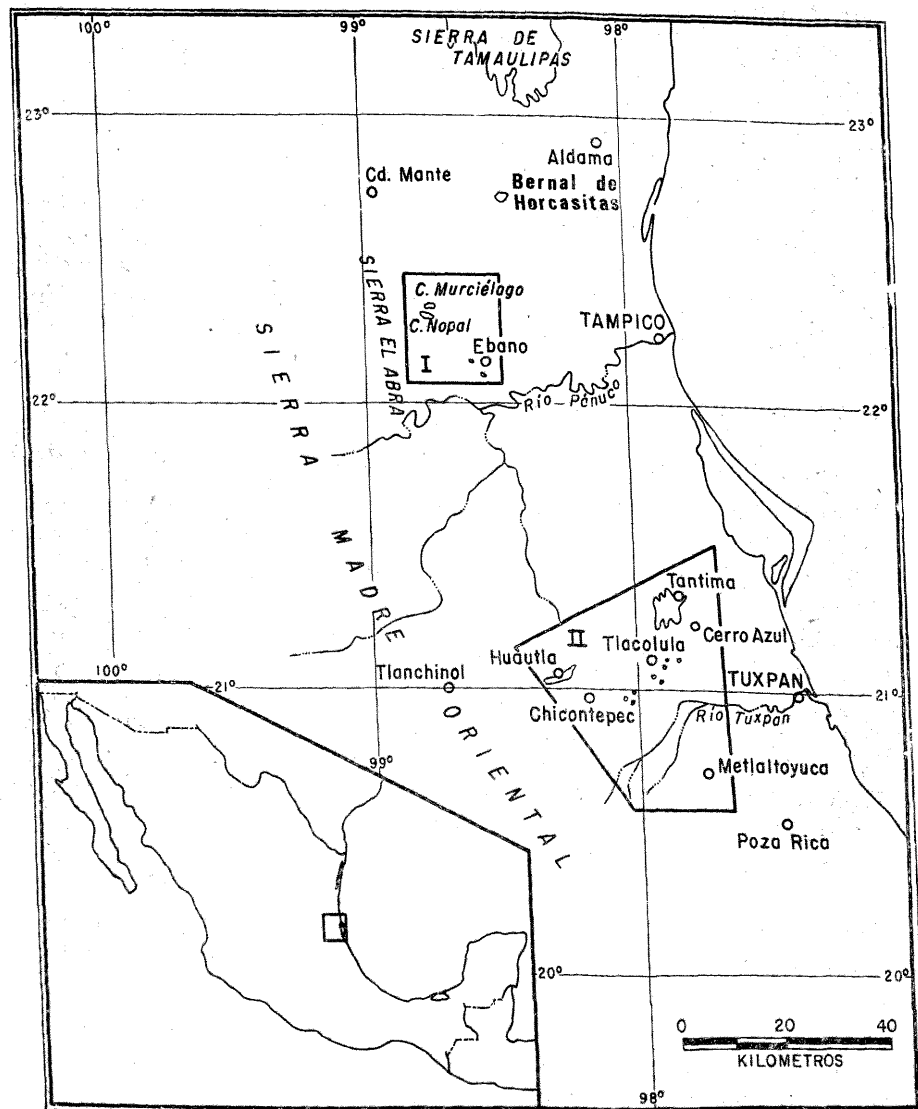


Fig. 1: Mapa de localización mostrando la posición de los principales afloramientos volcánicos estudiados en este artículo.

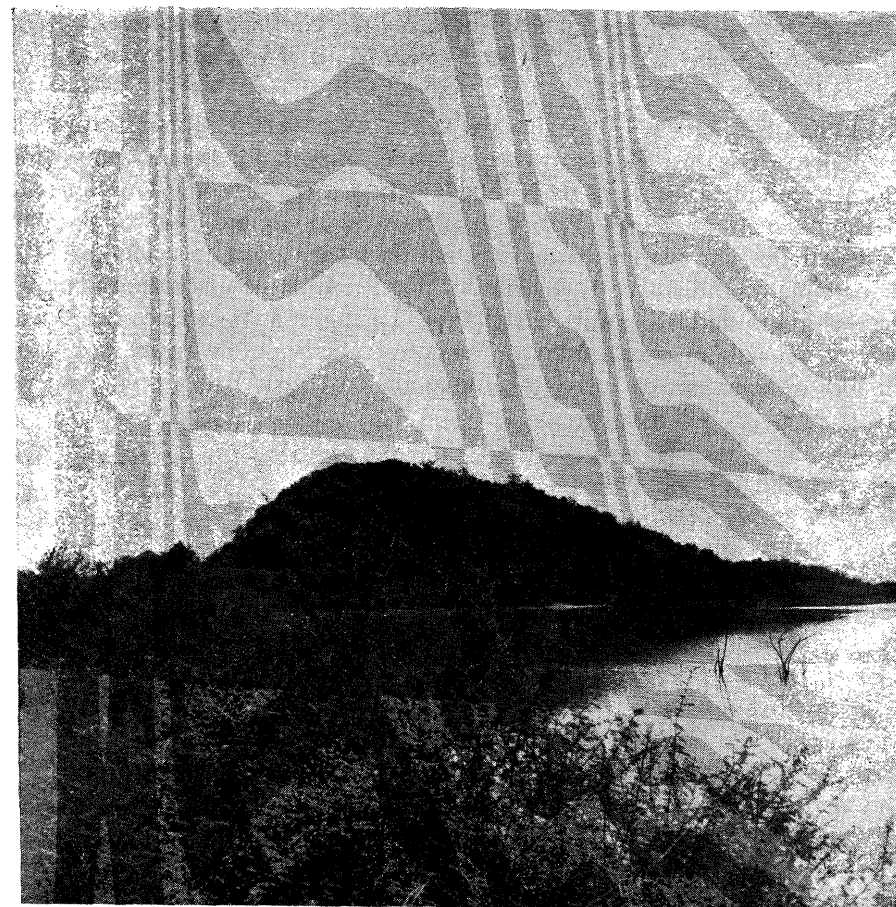


Foto N° 3: Cerro La Pez.

agujas con maclas según la ley de la albita, entrelazadas, que se acomodan entre sí, dejando intersticios dentro de los cuales se alojan microlitas de ferromagnesianos (pigeonita esencialmente). Los fenocristales (cuya longitud excede escasamente 500 micrones), están constituidos por clinopiroxenas que pueden en ocasiones cubrir más del 50% de la superficie de la sección. La plagioclasa media contiene, según medidas de ángulos de extinción y la composición normativa, 60% de anortita; las labradoritas, en cristallitos muy delgados y la bitownita, están bien representados. Entre los minerales desarrollados, la augita, muy generalmente maclada, domina y lleva marcas de alteraciones posteriores al depósito (numerosas cloritas). El olivino se pre-

senta en forma de escasos granos o de xenolitas; contiene alrededor de 75% de forsterita según la norma, lo que confirma su naturaleza extranjera (J. Tournon y D. Velde, 1971).

El análisis químico del magma del Cerro Auza (HU42), muestra que la naturaleza de la fase vidriosa juega un papel importante en la composición global y completa los datos de la mineralogía. En efecto, como lo demuestra el estudio petrográfico, 35% por lo menos de la composición total están representados por clinopiroxenas. Además, la norma pone en evidencia 11% de nefelina disimulada en la matriz. Así pues, se trata de una roca que pertenece al grupo de las basanitas nefelínicas. La muestra procedente del Cerro La Pez, presenta al microscopio únicamente fenocristales de augita, y escasos olivinos diseminados en una fase vidriosa sin cristalitas. Este vidrio contiene

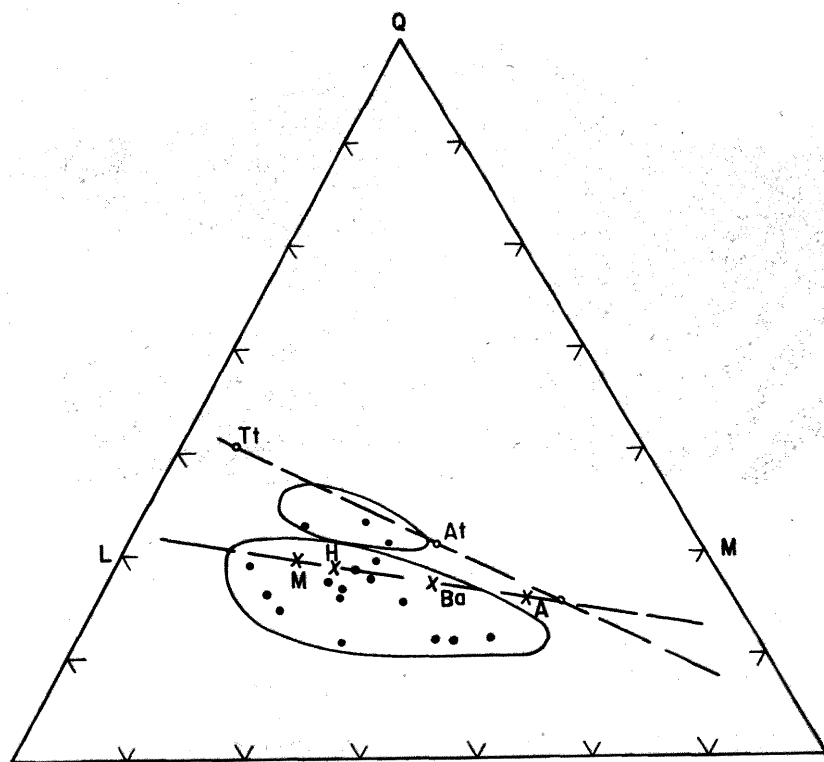


Fig. 2: Diagrama Q-L-M de Von Wolf. Los tres puntos que están entre las dos líneas evolutivas representan las muestras HU 2, 30 y 35 de las mesetas de Metlatoyuca y Huautla. A: ankaramitas. Ba: basaltos alcalinos. H: hawaítas. M: mugearitas (según G. A. McDONALD y T. KATSURA, 1964). At y Tt determinan la línea evolutiva toleítica.

calcita secundaria. Se trata de una limburgita. En el diagrama de Von Wolf (fig. 2), se puede notar la posición del punto representativo de la muestra tomada en el Cerro Auza, dentro de la línea alcalina cerca del nivel de las ankaramitas (según G. A. McDonald y T. Katsura, 1964).

## 2. El vulcanismo de los llanos extendidos entre Cerro Azul y Chicontepec

### A. Los cerros y los derrames directamente asociados

#### *El vulcanismo en los alrededores de Tlacolula*

Aunque se pueden distinguir diferencias, tanto en el plano mineralógico como en el de la geoquímica de los elementos mayores, dentro de las lavas que constituyen los relieves situados al nordeste del pequeño pueblo Chicontepec, el conjunto muestra una gama bastante uniforme cuyos elementos se alejan poco de los dominios basálticos o basanitas-tefritas.

La edad de estas rocas debe ser la misma para todos los intrusivos que afloran (se discutirá más adelante). El estado de conservación es semejante de un afloramiento al otro. Inmediatamente abajo de la superficie, los minerales se presentan generalmente con poca alteración, aunque se pueden apreciar a veces marcas fumarólicas o hidrotermales, caracterizadas por cristalitas de neogénesis diseminados dentro de los intersticios de la matriz.

La estructura de las rocas, el modo de afloramiento y los tipos del vulcanismo de los cuales provienen, pueden variar de un cuerpo al otro. Así, el Cerro Texnecuil, situado aproximadamente 2 kilómetros al nordeste del ejido Tlacolula (fig. 1) presenta el aspecto de un cuello descubierto por la erosión de la mayoría de los derrames que lo rodeaban. En otros casos, el cerro está representado por un simple como recortando a los materiales sedimentarios desprovistos de vulcanismo de escurrimiento, lo que parece corresponder a un apófisis de un sistema encubierto en una mayor amplitud. En estos últimos casos, es poco probable que el domo haya alcanzado la superficie durante su asiento. Se debe notar, que de una manera general, el vulcanismo no ha dado origen a productos de explotación y que la roca es siempre maciza.

**Petrografía y geoquímica:** La roca del Cerro Texnecuil es un basalto holocristalino con estructura dolerítica (intersertal). Los microlitos que remarcen la fluidez de la lava durante su enfriamiento están esencialmente constituidos por andesinas y labradoritas, cuya composición varía de an-35 a an-60. La dimensión de estos microlitos es generalmente de 200 a 600 micrones pero pueden también haber cristalitas alargados que pasan de 1 milímetro de longitud y que presentan a veces un zonamiento poco marcado. Las clinopiroxenas son idiomorfas; la augita es titanífera, y de un color ligeramente

rosa, ocupando los intersticios entre los minerales blancos. El olivino, frecuente, contiene a menudo inclusiones de minerales opacos, los cuales caracterizan su génesis intratélúrica (J. Babkine *et al*, 1966); está por otro lado, alterado, y presenta fracturas rellenas de idingsita. Los golfos de corrosión encierran frecuentemente pequeños agregados de minerales verdes filíticos correspondiendo probablemente a la celadonita.



Foto N° 4: Cerro Tepenahuac.

La cubierta que rodea el Cerro Texnecuilá (foto núm. 4) en contraste con la del Bernal de Horcasitas, no es de la misma naturaleza que el tapón central. Los derrames están constituidos por una lava de estructura traquítica, que, por sus componentes mineralógicos y su química (la plagioclasa es una andesina con 35%-45% de anortita) puede ser considerada dentro

del grupo de las hawaítas-mugearitas. La paragénesis es la siguiente: minerales opacos (5%), olivino cuya aparición tardía está sugerida por un porcentaje relativamente débil (55%-60%) en forsterita, clinopiroxenas (8%), plagioclasas (54%), ortoclasa (cerca de 8%) diseminada en la mesostasa, más minerales accesorios (apatita) y de alteración (clorita, zoisita, zeolitas) y también vidrio. Una lava muy parecida constituye el pequeño intrusivo situado entre el Texnecuilá y el ejido Tlacolula, cuyo análisis (HU 12) está representado en la Tabla núm. 1A. Aparece nefelina normativa (2.25%) que acusa las características de roca alcalina poco diferenciada. En el diagrama de Von Wolf (fig. 2), el punto representativo de HU 12 está en el área de las hawaítas, su posición se acerca a la medida de las hawaítas, y de los basaltos alcalinos (según G. A. McDonald y T. Katsura, 1964).

El Cerro Texnecuilá parece presentar una situación parecida al del Bernal de Horcasitas. La hawaíta que lo rodea contiene xenolitos que pertenecen al tapón central. Se debe rehusar la hipótesis de un emplazamiento del cuello posterior al vulcanismo de escurrimiento. Es probable que tanto la intrusión como los derrames han ascendido simultáneamente, encajonando la roca del cerro a la chimenea principal. Al llevarse a cabo la repetición en la actividad volcánica, el volúmen más diferenciado encontró probablemente un punto de salida en los alrededores del primer aparato y arrastró consigo fragmentos del basalto. La escasa diferencia que existe entre las dos rocas permitió la coexistencia de los xenolitos dentro de la roca encajonante. Este hecho, y la presencia de otras chimeneas cercanas, muestra que el Cerro Texnecuilá representa solamente uno de los puntos de emisión de esta área.

El Cerro Moratillo (denominado Tlacolula en los mapas, escala 1/100 000) está representado, al igual que las formaciones de escurrimiento que lo rodean, por una roca dolerítica (foto núm. 5) cuya química (análisis HU 13, Tabla núm. 1A) se aproxima a las lavas anteriormente citadas (HU 12). Al microscopio parece una única generación de plagioclasas (labradoritas) en agujas muy delgadas de hasta 2 milímetros de longitud, macladas entre las cuales han cristalizado clinopiroxenas (augita titanífera abundante). El olivino figura en pequeños granos con idingsita.

#### *Los cerros situados al nordeste de Tepezintla: Cerros Azul y Chapopote*

La pequeña intrusión que se encuentra en las cercanías del pueblo Cerro Azul, está constituida por una lava de andesina y piroxenas (augita) que aflora alcanzando algunas decenas de metros de altura solamente. Se presenta un apófisis volcánica en forma de domo de poca extensión (50-60 metros de ancho). En la base de dicho tapón volcánico de lava negra a azul oscuro, muy maciza, se nota la presencia sobre su circunferencia, de una brecha con





Foto Nº 5: Microfotografía del basalto dolerítico del Cerro Moratillo. (Luz polarizada.)

elementos angulosos de roca subyacente en ciertos lugares a la roca efusiva. El análisis químico HU 28 da cuenta de la composición del magma que dio lugar al Cerro Chapopote que se encuentra entre Tepezintla y Cerro Azul. La roca, que aparece de color gris muy oscuro en ejemplar de mano, revela al examen microscópico una estructura microlítica con mesostasa finamente cristalizada exenta de minerales bien desarrollados.

Solamente están bien representados microlitos de plagioclasas (oligoclasas y andesinas ácidas, 25% a 35% an.) y cristalitos, productos de alteración (cloritas principalmente) de piroxenas y pequeñas bio-

titas, diseminadas en manchas o aglomerados. El feldespato alcalino reconocido al análisis, se encuentra en las recrystalizaciones del fondo. Se observan, además, nidos intersticiales de analcima que puntan la sección, con contenido de numerosas inclusiones muy delgadas que parecen vidriosas.

El cálculo de la norma C.I.P.W. (Tabla 1b) arroja un porcentaje bastante elevado de nefelina (más de 6%), lo que permite, tomando en cuenta la acidez relativa de la plagioclase y el contenido de ortoclase, ubicar dicha roca como tefrita de nefelina y analcima. Este término petrográfico bastante raro, está frecuentemente asociado con las fonolitas. Existe una interrelación entre estos cerros, los intrusivos de Ébano que representan los equivalentes basaníticos por una parte, y las microsienitas de egrina, ya descritas, por la otra. Se debe considerar también que en las representaciones gráficas utilizadas (diagrama AFM, diagrama  $Al_2O_3$ -(Fe total-TiO<sub>2</sub>-CaO), covariación sílice- $Al_2O_3$ ) el punto HU 28 es el de la serie basáltica que se acerca mucho al polo alcalino caracterizado por los números HU 46 y HU 52.

Un tercer cuello situado a unos kilómetros al sur de las dos anteriores puede representar un equivalente básico de la tefrita del Cerro Chapopote. Se trata del Cerro Cacalote que se observa desde Potrero del Llano con dirección al oeste.

La roca mesocrata porfírica contiene fenocristales de augita con numerosas zonificaciones, y de olivino, sobre un fondo dolerítico compuesto de feldespatos y clinopiroxenas (foto núm. 6). El conjunto de los ferromagnesianos alcanza 40 a 45% del total. Aunque la plagioclase media sea básica (presencia de labradorita y bitownita), aparecen en la norma feldespatos alcalinos y un 12% de nefelina.

#### *Los cuellos de los alrededores de Chicontepec*

Los 3 cerros altos que se levantan en el llano de Chicontepec (Tepénahuac, Ayacaxtle y Postectitla) así como el intrusivo localizado en la orilla de la carretera de Ixhuatlán a unos kilómetros al oeste de Álamo, no representan nuevos términos petrográficos al conjunto de la serie. Aquí también la química de los óxidos varía de un punto al otro. Los cuellos están acompañados generalmente por derrames volcánicos de la misma naturaleza y por pequeños puntos de emisión diseminados alrededor del centro principal de erupción.

La naturaleza química del lacolito que se puede ver aflorar cerca de la carretera Álamo-Ixhuatlán, se aproxima a la roca descrita más arriba (HU 12). El contenido en sílice es bastante alto; por su composición mineralógica (plagioclase con 30-35% de anortita) augita a menudo titanífera, pre-

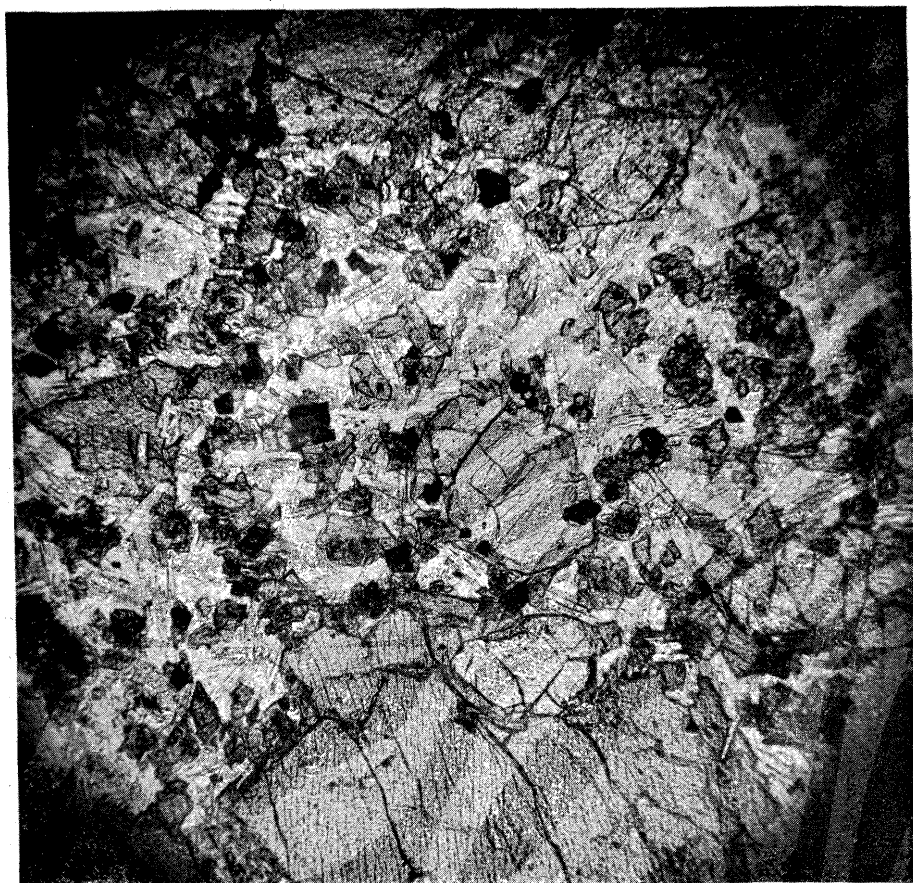


Foto N° 6: Microfotografía de la roca del Cerro Cacalote (luz polarizada). Numerosos cristales de clinopiroxenas.

sencia de biotita muy pleocroica, en asociación con minerales opacos y por la aparición de 4% de nefelina en la norma, esta roca se clasifica como un término intermedio entre el dominio de los traquibasaltos (hawaítas) y las tefritas de nefelina.

El Cerro Tepenáhuac está también constituido por una tefrita de nefelina. La presencia de feldespato potásico, de acmita, y de analcima, al examen microscópico, coloca dicha roca en la serie evolutiva alcalina que reúne la mayoría de las muestras ya descritas. Los minerales son sensiblemente los mismos que los de la roca anterior. En particular, la biotita intersticial mezclada con opacos, presenta la misma facies. Este hecho se repite también

en la roca del Cerro Ayacaxtle, lo que hace que se manifieste como un miembro intermedio entre la tefrita de nefelina y la basanita (el porcentaje de MgO parece demasiado débil para ser basanita). Se puede escoger aquí, como criterio de separación de los dos términos, la basicidad de las plagioclasas (análisis HU 41, Tabla 1B).

#### B. El vulcanismo extrusivo fisural

##### *La Sierra Otontepec o Sierra de Tantima*

La Sierra Otontepec es un pequeño macizo constituido por derrames basálticos sobrepuestos que descansan sobre los sedimentos de las formaciones oligocenas entre los pueblos Tepezintla y Tantima, distantes más o menos 15 kilómetros. Se trata de un testigo cuya estructura general es característica de un vulcanismo muy fluidal, de gran extensión, dentro del cual los derrames casi no tienen buzamiento. El magma se ha emplazado dentro de un valle, y fue puesto en relieve por la erosión de sedimentos. La sierra es semejante, por su volumen de rocas volcánicas, a lo que se puede encontrar a 60 o 70 kilómetros al oeste, cerca de Huejutla (C. Robin y C. Bobier). La base se sitúa al nivel actual de erosión de los llanos, a la altura de 220 metros. Hasta la cima, se encuentran derrames de fuerte espesor. La vegetación es muy densa y difícilmente penetrable, los numerosos bloques de derrumbes y los desniveles topográficos bruscos hacen muy difícil la prospección y la observación de los contactos. Sobre el lado norte del pueblo de Tantima hasta la cima, se encontró una docena de derrames diferentes, compactos, a veces prismáticos, sin intercalaciones sedimentarias, ni tampoco productos piroclásticos. Esta cifra es probablemente insuficiente y, por las razones ya emitidas, los datos son incompletos.

Se trata de una serie relativamente homogénea que no se aleja mucho del dominio de los basaltos alcalinos. Pero en ocasiones existen rocas más básicas de feldespatoideos o basaltos intermedios de ortopiroxena que se acercan al clan de los basaltos calco-alcalinos. Del nivel del pueblo hacia la cima, fue tomada una docena de muestras siendo 4 de ellas analizadas químicamente (HU 18, 23, 25 y 27, Tabla núm. 2), lo que permite una idea de la serie encontrada. De cualquier forma, se requieren más datos para establecer correlaciones ciertas con las otras mesetas basálticas ya mencionadas; en particular, datos geocronológicos (K-Ar, paleomagnetismo) que no forman parte de este artículo. Se limitará a la naturaleza de las rocas. Según los informes obtenidos, se puede dividir la serie en dos partes de igual importancia:

a) La serie empieza por cuerpos próximos a los basaltos calcoalcalinos aunque todavía pertenecen al clan alcalino según el diagrama de la fig. 3.

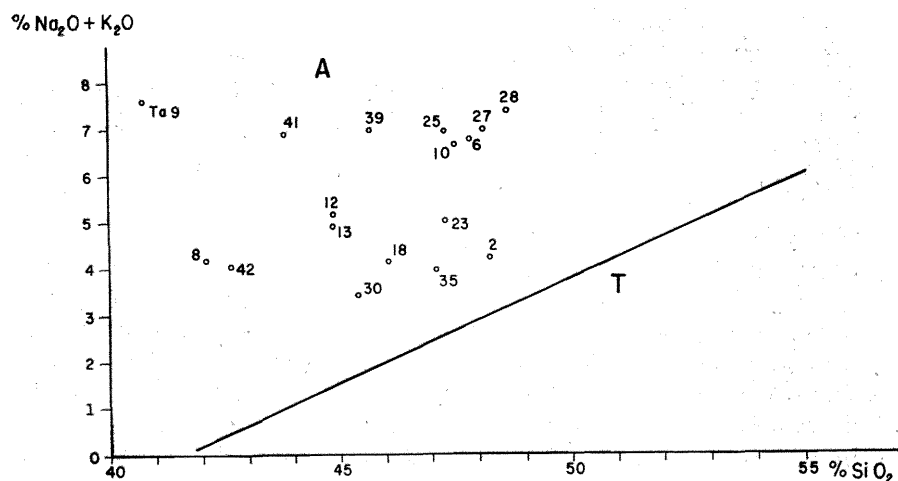


Fig 3: Diagrama  $\text{SiO}_2$  -Alcalinos (G. A. MCDONALD y T. KATSURA, 1964). A: dominio alcalino. T: dominio toleítico. Notar las posiciones de las muestras 2, 18, 23, 30 y 35 procedentes de la base de la Sierra de Tantima (18, 23) y de las mesetas de Metlatoyuca (2) o de Huautla (30, 35).

Los caracteres particulares de estas rocas, se ven mejor en el diagrama de Von Wolf (fig. 2). El derrame HU 18, encontrado en los primeros escarpes que dominan el pueblo Tantima a una altura de 340 metros, presenta una roca basáltica con estructura microlítica no porfirítica. Las plagioclasas (andesina principalmente) se presentan en pequeños microlitos mal formados, mezclados con otros cristallitos (piroxenas). Los opacos constituyen una red bastante densa. Este derrame está cubierto por un basalto dolerítico de olivino que se encuentra a 375 metros de altura, seguido por unos derrames de basaltos andesíticos de augita.

En el punto 540 metros, la roca tiene también caracteres que la acercan a los basaltos calco-alcalinos (la suma de los alcalinos alcanza 5% en HU 23, notándose 9% de  $\text{CaO}$ ). Además de estas características, el examen mineralógico revela la presencia de hiperstenas reducidas al estado de imágenes cristalinas pseudomorfas de minerales filíticos verdes.

b) La segunda parte de la serie puede estar representada por un magma que corresponde a la muestra HU 25, recolectada a una altura de 700 metros. Esta roca pertenece a un término muy evolucionado. Se trata de una tefrita nefelínica que presenta más de 7% de nefelina en la norma. El derrame encontrado más alto (850 metros) es semejante; en particular, contiene un fuerte porcentaje de aluminio y la suma de los alcalinos pasa del 7%. Los



Foto N° 7: Derrame prismático de la meseta basáltica de Metlatoyuca.

puntos representativos de los dos análisis sobre los diagramas, se reúnen con los términos diferenciados pertenecientes a los intrusivos de Chicontepec.

Como resumen al estudio de las rocas de la Sierra de Tantima, se debe subrayar la presencia de dos conjuntos volcánicos que se suceden en el tiempo. El primero representa la emisión de un magma ya contaminado, intermedio, mientras que la segunda parte de la secuencia corresponde con el emplazamiento de rocas alcalinas diferenciadas. Según la primera característica, el conjunto basal se acerca a las mesetas de Metlatoyuca y de Huautla donde se encuentran basaltos semejantes (HU 2 y HU 35). C. Lefevre y C. Dupuy (1972) han descrito la significación de tales basaltos de hiperstena dentro de las series alcalinas.

Al contrario, el resto de la serie, por sus características alcalinas constantes, tiende a alejarse de estas rocas y también de otras ya conocidas en el este de México, por ejemplo, la serie volcánica de Tlanchinol-Huejutla donde se han encontrado recurrencias de toleítas-alcalinas (con menor diferenciación para las últimas, es decir, donde la presencia de nefelina es excepcional y no pasa del porcentaje normal de los basaltos alcalinos: 5%). Además, la cima de la serie presenta ciertas analogías con unos de los cerros estudiados anteriormente, en particular el Cerro Chapopote situado cerca de Tepezintla. Es casi seguro que el sistema volcánico que dio nacimiento a la Sierra Otontepec está ligado, si no directamente, por lo menos genéticamente, a una parte de los cerros diseminados que van desde Cerro Azul hasta Chicon-tepec.

### III. SIGNIFICACIÓN VULCANOLÓGICA DE LAS SERIES

#### 1. Situación con respecto al vulcanismo del este de México

El diagrama AFM (fig. 4) y la representación gráfica de la covariancia sílice-alcalinos (fig. 3) confirman el carácter alcalino dominante del conjunto de las rocas estudiadas, con excepción de unos derrames de la base de la Sierra de Tantima (HU 18 y HU 23) y de unas rocas de otras mesetas (HU 2 procedente de la meseta de Metlaltoyuca (foto núm. 7), y HU 30 del vulcanismo extrusivo de Huautla). En los diagramas de H. de la Roche (fig. 5) y Q-L-M (fig. 2) se definen muy bien ciertos grupos. Los puntos HU 8, 39, 42 y TA 9, ocupan un área intermedia entre el término medio de los basaltos alcalinos y el de las ankaramitas. Este dominio se aleja del resto de la serie (mugearitas y hawaítas).

Los cerros intrusivos de la planicie de Tampico y las fases volcánicas extrusivas asociadas, así como las intrusiones sieníticas estudiadas, se circunscriben al centro de un conjunto volcánico diseminado desde el norte de Ciudad Victoria hasta el sur de Veracruz, es decir, en un alineamiento de 800 kilómetros de longitud con rumbo NNW-SSE.

Dentro de todo este sector, la actividad volcánica reciente está representada por varios conjuntos: los más importantes están constituidos por los conos piroclásticos y derrames de los alrededores de Aldama (Tamps.) y, más al sur, por los derrames superiores de basaltos alcalinos en las cercanías de Jalapa, así como el macizo de San Andrés-Tuxtla. Un vulcanismo más antiguo (probablemente plioceno), perteneciente también al dominio basáltico de tipo fisural, se encuentra en el límite de los llanos y del altiplano. La Sierra de Tantima debe estar ligada con este vulcanismo tal vez en igual

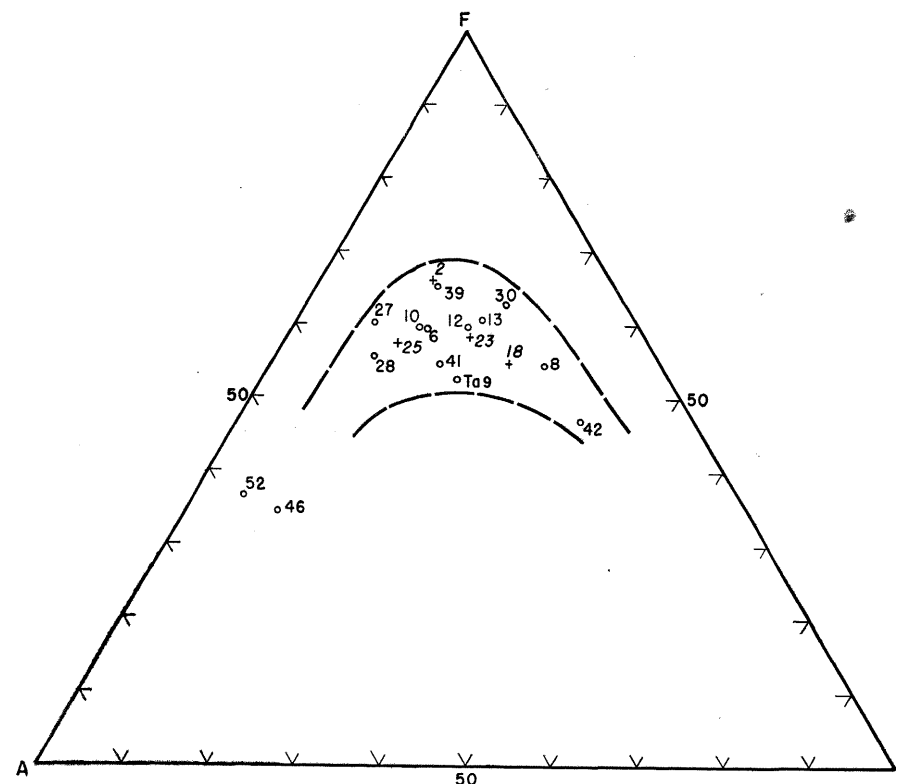


Fig. 4: Diagrama A. F. M. para las rocas analizadas químicamente.

forma que las mesetas de Metlaltoyuca, Huautla y Poza Rica. Para efectuar correlaciones será necesaria la obtención de edades por métodos radiométricos. Entre Poza Rica y Veracruz se encuentra el macizo de Palma Sola que es un complejo de rocas intrusivas y efusivas que presentan algunos caracteres comunes con las del Estado de Tamaulipas. Se encuentra magnetismo calco-alcalino (andesitas, granodioritas y riódacitas) mientras que en el lado noroeste hay series basálticas recientes, superyaciendo potentes formaciones de tobas volcánicas pumicíticas.

El vulcanismo considerado aquí, se localiza en el centro de provincias magnéticas diversificadas por su naturaleza, de ahí su génesis. Cada dominio definido petrográficamente y geoquímicamente, es representativo de eventos tectónicos que se han desarrollado en esta parte de México desde los principios del Terciario.

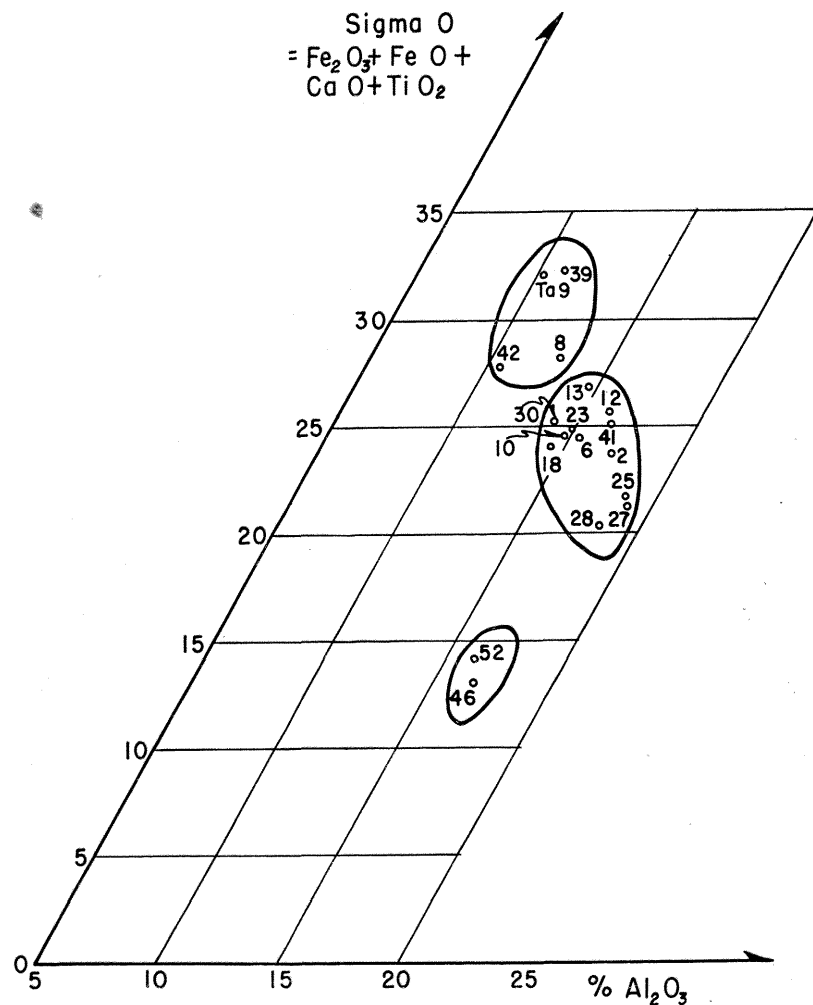


Fig. 5: Diagrama de H. de la ROCHE —Covariancia Aluminio (Fe total + CaO + TiO<sub>2</sub>). Notar las muestras HU 8, 39, 42 y TA 9 que se alejan del resto de la Serie.

## 2. Petrogénesis

Si desde el punto de vista del origen de los magmas, se pueden agrupar las intrusiones de los alrededores de Tampico, con los intrusivos sieníticos y, sucesivamente, con los otros macizos que presentan rocas alcalinas, no debe olvidarse que varios autores (R. W. Imray, E. H. Watson, etcétera)

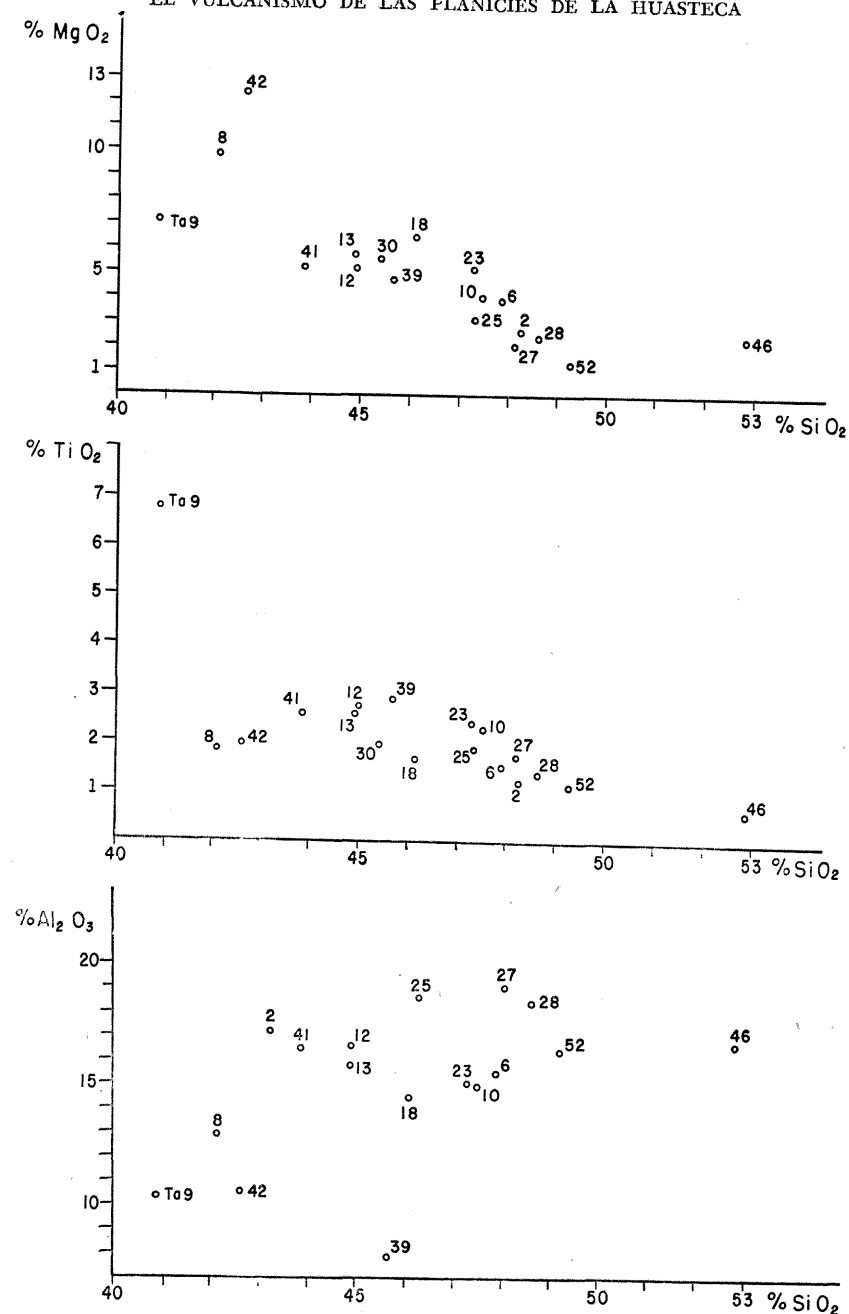


Fig. 6: Covariancias de los elementos TiO<sub>2</sub>, MgO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> con el porcentaje en sílice de las rocas analizadas químicamente.

han descrito rocas de otras líneas magnéticas (granodioritas) en dichos macizos. Se deben separar en el tiempo los periodos de emplazamiento de tal o cual magma, así como los que favorecen su génesis, bajo diferentes condiciones (tiempo, profundidad, lugar...) las cuales están ligadas a variaciones tectónicas regionales o a movimientos de mayor amplitud (escala de la cadena Oriental). Con respecto a lo anterior, la medición de edades mostraría que por lo menos existen dos periodos de formación de las rocas estudiadas en este artículo. El primero, correspondiente a las sienitas y el otro, más reciente, al resto de las intrusiones y derrames volcánicos. Los datos químicos que muestran diferencias dentro de la serie basáltica, enseñan por lo menos dos fases: se deben separar del conjunto los basaltos andesíticos que se aproximan a los intermedios calco-alcalinos, lo cual supone una edad anterior para algunas mesetas basálticas. Por lo anterior, se concluye que es necesario considerar los cerros Nopal y Murciélagos como testigos meridionales del vulcanismo de la Sierra de Tamaulipas cuyo centro se sitúa a 150 kilómetros al norte. Las edades determinadas recientemente por K. Bloomfield, han mostrado que el emplazamiento de rocas semejantes de la Sierra San Carlos, tuvo lugar durante el Oligoceno. Conviene entonces distinguirlas de la línea de los basaltos alcalinos que, según varios autores (A. Heim, J. Muir...) es más reciente y debe tener una edad miopliocena.

Numerosos ejemplos geológicos descritos en el mundo, apoyados por trabajos de petrogénesis en laboratorio, muestran que los magmas sieníticos nacen a lo largo de grandes fracturas corticales (D. K. Bailey y J. F. Schairer; E. P. Saggerson y L. A. J. Williams; J. B. Wright cf. los grabenes africanos, etcétera) durante fases de quietud tectónica bajo ciertas condiciones P, T, y se emplazan gracias a fracturas originadas durante distensiones que marcan alineamientos de mayor amplitud. La enorme cantidad de productos alcalinos (traquitas, fonolitas, sienitas, etcétera) alineados NNW-SSE observados en la Sierra de San Carlos (Tamps.) cerca de Aldama, en forma de derrames y el sistema intrusivo (riolitas, traquitas y sienitas) de la Sierra de Tamaulipas, más al sur, hacen pensar que siguen siendo miembros de tal tipo de vulcanismo. Se recuerda que A. Heim menciona xenolitos de sienita en la roca del Bernal de Horcasitas, que confirman la presencia difusa de rocas alcalinas en todo este sector de las planicies de Tampico y la coexistencia de la serie sienítica con la serie "basaltos-basanitas". D. L. Hamilton y W. S. McKenzie (1965), antes J. F. Schairer y N. L. Bowen (1935), admiten que las traquitas, las riolitas y las fonolitas pueden derivar de un magma basáltico por procesos de cristalización fraccionada. Según la cantidad de sílice dentro del magma inicial, este proceso llega a la formación de rocas sobresaturadas o subsaturadas. Sin embargo, la gran cantidad de

productos alcalinos de esta provincia, se puede explicar por la hipótesis emitida por D. K. Bailey (1964), en el sentido que el magma sienítico es el resultado de una fusión parcial en las capas profundas de la corteza o de el manto superior a temperatura baja, el cual normalmente pasa a un magma basáltico alcalino (rico en nefelina normativa) bajo altas temperaturas. La presencia de xenolitos de dunita, que presentan huellas de deuteritización, con un tamaño de 1 a 2 cms en la fonolita del Cerro Nopal (HU 46), corrobora dicha hipótesis. J. B. Wright (1966 y 1970) nota tales nódulos de lherzolita en las fonolitas y traquitas de las provincias alcalinas cenozoicas de Nigeria y admite la misma conclusión si la lherzolita representa uno de los constituyentes del manto superior o del contacto de éste con la corteza. Por otra parte, D. H. Green (1970) supone, respecto a la formación de las series basálticas subsaturadas, una solución semejante de la emitida por D. K. Bailey. Según este autor, a profundidades que alcanzan 35-70 kilómetros, una fusión parcial de pirolita produce magmas basaníticos con grado débil de fusión hasta basaltos alcalinos de olivino. Aparece nefelina en la norma si la hiperstena queda en las fases residuales.

Por lo anterior, se puede considerar que las sienitas así como el vulcanismo efusivo alcalino se originaron en zonas de poca profundidad (límite corteza-manto) durante fases de descanso tectónico y fueron emitidos gracias a grandes dislocaciones que han afectado el este de México a varias épocas del Terciario.

*Contexto tectónico:* A fines del Mesozoico y principios del Cenozoico, la plataforma de Tamaulipas funcionó durante la Orogenia Laramide como una zona somera donde se han sedimentado las potenciales formaciones calcáreas del Cretácico Superior y después los terrenos arcillosos del Eoceno (B. C. BELT). Esta plataforma se integra al antepaís con la zona de Coahuila, los macizos de Tezuatlán y San Andrés, Yucatán, así como un bloque continental actualmente sumergido en el Golfo de México. Estaba limitada al oeste por la antefosa de Chicontepec (M. ALVAREZ, 1949).

Después de las fases tectónicas mayores que han levantado esta zona, una fase de quietud seguida de movimientos de tafrogenia, tuvieron lugar durante el Oligoceno permitiendo la génesis y el emplazamiento de los magmas hipovolcánicos alcalinos según una línea paralela al plegamiento de la Sierra Madre Oriental.

Este vulcanismo comienza a bosquejar los rasgos mayores del tren estructural de esta región. Después se presentó una sucesión volcánica compleja con el emplazamiento de series calco-alcalinas, tanto en el Estado de Veracruz (dacitas, granodioritas y andesitas de Palma Sola) como sobre el "horst" de la Sierra (series de Hidalgo). Otras fases posteriores de distensión han



permitido la llegada de un magma poco diferenciado y contaminado (?) (basaltos intermedios) y de los basaltos alcalinos más evolucionados de la planicie. Este vulcanismo terminal basáltico, de distribución limitada que descansa sobre los sedimentos de tipo molasse está injertado sobre el eje determinado por las series subsaturadas anteriores; puede ser considerado como el fin del ciclo geotectónico (siguiendo la idea de E. J. GUZMAN y Z. de CSERNA, 1963).

Debe subrayarse que esta conclusión puede ser aplicada solamente a una pequeña parte del vulcanismo basáltico del este de México. La significación de las recurrencias de toleítas-basaltos alcalinos de los alrededores de Tlanchinol (Hgo.) (C. ROBIN y C. BOBIER), y el lazo que existe entre los basaltos de Zacualtipán, Huayacocotla, Tenango de Doria, Atzalán, con las series riodacíticas o ignimbríticas, da cuenta de la complejidad del vulcanismo que se encuentra desde el Oligoceno. Sólo un estudio completo de las series magmáticas, apoyado por fechas radiométricas, podrá relatar la evolución general de éste y sus relaciones con los movimientos posteriores a las fases paroxísticas en el perímetro Veracruz - Pachuca - Ciudad Victoria. Puede decirse que los rasgos actuales de dicha región, tal y como se presentan ahora, y en particular la cicatriz paralela a la costa, fueron determinados temprano en el Terciario por el vulcanismo.

AGRADECIMIENTOS: Se ha podido llevar a cabo la elaboración de este artículo, con los recursos proporcionados por el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, dirigido por el Ing. D. CORDOBA. Los análisis químicos se efectuaron en el Departamento de Química del Instituto bajo la dirección del Ing. A. OBREGÓN. Me es también muy grato agradecer al Dr. F. J. FABREGAT-G. Jefe del Departamento de Petrología, su valiosa colaboración, así como a los Drs. C. BOBIER, A. DEMANT y C. COULON, por la crítica del manuscrito.

#### LITERATURA CITADA

- ALVAREZ, M., Jr., 1949: *Tectonics of Mexico*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 33, n. 8.
- BABKINE, J., CONQUERE, F., VILMINOT, J. C., 1966: *Nodules de péridotites et cumulus d'olivine*. Bull. Soc. Franc. Min. et Cristal., t. 89, p. 262-68.
- BAILEY, D. K., 1964: *Crustal warping - a possible tectonic control of alkaline magmatism*. Jour. Geophys., Res. 69, p. 1103-11.
- , SCHAIRER, J. F., 1966: *The system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  at the atmosphere and the petrogenesis of alkaline rocks*. Jour. Petrol. 7, p. 144-170.
- BELT, B. C., 1925: *Stratigraphy of the Tampico district of Mexico*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 9, n. 1, p. 136-44.

- BLOOMFIELD, K.: (Comunicación personal). Publicación en prensa.
- CSERNA, Z. de, 1960: *Orogenesis in time and space in Mexico*. Geol. Rundschau, v. 50, p. 595-605.
- GIROD, M., 1965: *Données pétrographiques sur les basanites à analcime*. Bull. Soc. Fr. Min. Crist. (88), p. 58-65.
- GREEN, D. H., 1970: *A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas*. Phys. Earth Planet Int. 3, p. 221-235.
- GUZMAN, E. J., DE CSERNA, Z., 1963: *Tectonic history of Mexico*. Backbone of the Am. Ass. Petrol. Geol., Mem. 2, p. 113-29.
- HAMILTON, D. L., MCKENZIE, W. S., 1965: *Phase equilibrium studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$* . Mineral Mag., v. 34 (Tilley vol.), p. 214.
- HEIM A., 1934: *El Bernal de Horcasitas, a volcanic plug in the Tampico plain-Mexico*. Zeit. Vulkan. XV, p. 254-260.
- IMLAY, R. W., 1937: *Geology of the Sierra de Cruillas, Tamaulipas*. In "Geology and biology of the San Carlos Mountains". Sc. Series, v. XII, Univ. of Michigan Press, p. 211-235.
- KUNO, H., 1968: *Differentiation of basalt magma*. In Poldervaart Treatise on Rocks of basaltic Composition. Interscience publ., New York - London - Sydney, p. 622-88.
- LEFEVRE, C., DUPUY, C., 1972: *Sur la présence de basaltes à hypersthène normatif dans les volcans du Bas-Languedoc (Hérault)*. C. R. Ac. Sc. Paris, Ser. D., t. 274, p. 2616-19.
- MCDONALD, G. A., KATSURA, T., 1964: *Chemical composition of Hawaiian lavas*. Jour. Petrol. 5 (1), p. 82-133.
- MUIR, I. D., TILLEY, C. E., 1961: *Mugearites and their place in alkali igneous rock series*. Jour. Geol. 69, p. 186-203.
- MUIR, J., 1936: *Geology of the Tampico Region*. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, 280 p.
- ROBIN, C., BOBIER, C., 1974: *Las fases del vulcanismo de Tlanchinol (Hgo.), según datos paleomagnéticos y geoquímicos*. En prensa.
- TILLEY, C. E., 1958: *Problems of alkali rocks genesis*. Quart. Jour. Geol. Soc. of London., v. 106, p. 37-61.
- TOURNON, J., VELDE, D., 1971: *On the presence of leucite in basaltic rocks from central France*. Contr. Min. and Petrol. (30), p. 291-95.
- WATSON, E. H., 1937: *Igneous rocks of the San Carlos Mountains*. In: "The Geology and Biology of the San Carlos Mountains, Tamaulipas, Mexico." Sc. Series, v. XII, Univ. of Michigan press, p. 101-156.
- WRIGHT, J. B., 1966: *Olivine nodule in a phonolite of the east Otago alkaline province, New Zealand*. Nature 210, p. 519.
- , 1970: *High pressure phases in nigerian cenozoic lavas distribution and geotectonic setting*. Bull. Volc., t. 34, p. 833-47.
- YODER, H. S., TILLEY, C. E., 1962: *Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems*. Jour. Petrol 3, p. 342-532.

| No.                            | TA9    | HUG   | HUE    | HU10   | HU12  | HU13  | HU28  | HU39  | HU41   | HU42  | HU46  | HU52  |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 40.79  | 47.92 | 42.08  | 47.51  | 44.93 | 44.94 | 48.65 | 45.68 | 43.87  | 42.62 | 52.85 | 49.27 |
| TiO <sub>2</sub>               | 6.80   | 1.55  | 1.83   | 2.30   | 2.70  | 2.56  | 1.41  | 2.38  | 2.50   | 1.97  | 0.68  | 1.20  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10.34  | 15.39 | 12.97  | 14.91  | 16.54 | 14.83 | 18.31 | 11.01 | 16.48  | 10.54 | 16.58 | 16.29 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.25   | 8.53  | 3.72   | 5.21   | 5.76  | 6.41  | 4.84  | 7.86  | 3.93   | 5.38  | 4.74  | 3.91  |
| FeO                            | 10.87  | 7.39  | 10.84  | 10.51  | 9.70  | 10.14 | 7.56  | 11.17 | 10.83  | 9.20  | 2.84  | 4.76  |
| MnO                            | 0.10   | 0.12  | 0.09   | 0.08   | 0.11  | 0.08  | 0.10  | 0.09  | 0.12   | 0.11  | 0.13  | 0.18  |
| MgO                            | 7.04   | 3.97  | 9.87   | 4.09   | 5.22  | 5.86  | 2.52  | 4.86  | 5.30   | 12.40 | 2.34  | 1.37  |
| CaO                            | 9.13   | 7.13  | 11.99  | 6.61   | 7.48  | 7.60  | 6.61  | 7.30  | 7.85   | 11.37 | 4.76  | 4.14  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.02   | 5.25  | 2.97   | 5.10   | 3.85  | 3.58  | 5.46  | 5.08  | 5.20   | 3.30  | 8.50  | 8.90  |
| K <sub>2</sub> O               | 3.58   | 1.47  | 1.15   | 1.43   | 1.30  | 1.25  | 1.85  | 1.90  | 1.60   | 0.70  | 3.40  | 4.90  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 1.30   | 0.71  | 0.60   | 0.65   | 0.51  | 0.53  | 0.64  | 0.78  | 0.69   | 0.46  | 0.48  | 0.57  |
| SO <sub>3</sub>                | 0.00   | 0.15  | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.07   | 0.00  | 0.01  | 0.17  |
| CO <sub>2</sub>                | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.05   | 0.00  | 2.31  | 2.68  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0.69   | 0.05  | 1.52   | 1.63   | 1.74  | 1.92  | 1.77  | 1.10  | 1.52   | 1.59  | 0.13  | 1.11  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.10   | 0.06  | 0.40   | 0.01   | 0.11  | 0.02  | 0.20  | 0.01  | 0.22   | 0.13  | 0.23  | 0.52  |
| SUMA:                          | 100.01 | 91.69 | 100.03 | 100.04 | 99.95 | 99.72 | 99.92 | 99.72 | 100.33 | 99.77 | 99.98 | 99.97 |

TABLA No. 1A: CERROS VOLCANICOS: ANALISIS COMPLETOS

TA9 : Cerro Bernal de Morcasitas  
HUG : Intrusivo 15 km al Este de Alamo  
Pista de Ixhuatlán de Madero -  
HUE : Cerro Cacolote  
HU10 : Cerro Texmecuila  
HU12 : Cerro cerca del Pueblo Tlacoila  
HU13 : Cerro Moratillo

HU28 : Cerro Chapopote  
HU39 : Cerro Tepenahuac  
HU41 : Cerro Ayacatlle  
HU42 : Cerro Auza (llano de Ebano)  
HU46 : Cerro Nopal  
HU52 : Cerro Murciélagos

| No.       | TA9   | HUG   | HUE   | HU10  | HU12  | HU13  | HU28  | HU39  | HU41  | HU42  | HU46  | HU52  |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cua       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Ort       | 21.16 | 8.69  | 6.80  | 8.59  | 7.68  | 7.39  | 10.93 | 11.23 | 9.46  | 4.14  | 20.09 | 28.96 |
| Al        | 1.88  | 36.49 | 2.98  | 35.04 | 28.49 | 29.26 | 34.72 | 27.34 | 17.17 | 7.80  | 29.10 | 6.36  |
| An        |       | 14.09 | 18.66 | 13.79 | 24.01 | 20.70 | 19.99 | 1.63  | 16.90 | 11.88 |       |       |
| Ne        | 17.00 | 4.30  | 12.00 | 4.78  | 2.21  | 0.56  | 6.22  | 8.47  | 14.53 | 10.90 | 20.18 | 27.17 |
| Ac        | 0.67  |       |       |       |       |       |       |       |       |       | 4.91  | 11.31 |
| (Wo       | 15.36 | 6.95  | 15.41 | 6.35  | 4.08  | 5.65  | 3.60  | 12.31 | 7.32  | 17.30 | 8.35  | 7.02  |
| Di(En     | 11.00 | 4.54  | 9.29  | 2.97  | 2.33  | 3.30  | 1.60  | 6.68  | 3.67  | 12.17 | 5.83  | 2.35  |
| (Fs       | 2.99  | 1.92  | 5.28  | 3.31  | 1.57  | 2.09  | 1.98  | 5.20  | 3.49  | 3.70  | 1.82  | 4.89  |
| Total Pir | 29.36 | 13.42 | 29.99 | 12.64 | 7.98  | 11.04 | 7.18  | 24.20 | 14.48 | 33.20 | 15.99 | 14.26 |
| Wo        |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       | 0.20  |       |
| (Fo       | 4.58  | 3.75  | 10.71 | 5.17  | 7.48  | 7.92  | 3.27  | 3.80  | 6.68  | 13.12 |       | 0.74  |
| Ol(       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| (Fa       | 1.37  | 1.75  | 6.71  | 6.35  | 5.58  | 5.53  | 4.45  | 3.26  | 7.01  | 4.40  |       | 1.71  |
| Total Ol  | 5.95  | 5.50  | 17.42 | 11.52 | 13.06 | 13.45 | 7.72  | 7.06  | 13.69 | 17.52 |       | 2.45  |
| Ma        | 7.28  | 12.37 | 5.39  | 7.68  | 8.35  | 9.29  | 7.02  | 11.40 | 5.70  | 7.80  | 4.41  |       |
| Ap.       | 3.03  | 1.66  | 1.40  | 1.54  | 1.19  | 1.24  | 1.49  | 1.82  | 1.61  | 1.07  | 1.12  | 1.33  |
| Il        | 12.91 | 2.94  | 3.48  | 4.44  | 5.13  | 4.86  | 2.68  | 5.47  | 4.94  | 3.74  | 1.29  | 2.28  |

TABLA No. 1B: NORMAS C.I.P.W. CERROS INTRUSIVOS Y DERRAMES CORRESPONDIENTES

| No.                            | HU2   | HU18   | HU23  | HU25   | HU27   | HU30  | HU35  |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 48.28 | 46.13  | 47.33 | 47.35  | 48.14  | 45.43 | 47.03 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.23  | 1.70   | 2.42  | 1.84   | 1.72   | 1.97  | 3.08  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.13 | 14.48  | 14.98 | 18.78  | 19.00  | 14.32 | 13.54 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8.27  | 6.54   | 6.07  | 4.11   | 9.70   | 9.89  | 5.91  |
| FeO                            | 5.04  | 6.29   | 8.25  | 9.30   | 3.92   | 5.69  | 9.99  |
| MnO                            | 0.12  | 0.09   | 0.08  | 0.12   | 0.10   | 0.10  | 0.14  |
| MgO                            | 2.72  | 6.52   | 5.26  | 3.14   | 2.07   | 5.74  | 5.17  |
| CaO                            | 9.07  | 9.46   | 8.03  | 6.43   | 6.05   | 7.66  | 8.36  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.42  | 2.95   | 3.98  | 5.40   | 5.10   | 2.50  | 3.10  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.78  | 1.15   | 1.00  | 1.50   | 1.80   | 0.92  | 0.85  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.43  | 0.35   | 0.58  | 0.59   | 0.56   | 0.36  | 0.57  |
| SO <sub>3</sub>                | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00  |
| CO <sub>2</sub>                | 1.10  | 0.00   | 0.00  | 0.05   | 1.12   | 0.00  | 0.00  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1.40  | 3.41   | 1.75  | 1.39   | 0.52   | 3.55  | 1.29  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.59  | 1.30   | 0.01  | 0.43   | 0.66   | 0.63  | 0.86  |
| SUMA:                          | 99.58 | 100.37 | 99.74 | 100.43 | 100.44 | 99.76 | 99.89 |

TABLA No. 2A: DERRAMES DE MESAS BASÁLTICAS. ANALISIS COMPLETOS Y NORMAS C.I.P.W.

HU2 : Mesa basáltica de Metlatoyuca  
 HU18 : Sierra de Tantina - Base -  
 HU23 y HU25 : Sierra de Tantina - Derrames inter-  
 medios -  
 HU27 : Sierra de Tantina - Cumbre -  
 HU30 y HU35 : Mesa de Huautla.

| No.        | HU2   | HU18  | HU23  | HU25  | HU27  | HU35  |
|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cua        | 5.67  |       |       |       |       | 1.52  |
| Ort        | 4.61  | 6.80  | 5.91  | 8.86  | 10.64 | 5.02  |
| Al         | 28.94 | 24.96 | 33.68 | 32.29 | 40.86 | 26.23 |
| An         | 29.09 | 22.87 | 20.06 | 22.57 | 23.64 | 20.52 |
| Ne         |       |       |       | 7.26  | 1.24  |       |
| Ac         |       |       |       |       |       |       |
| (Wo        | 5.47  | 9.09  | 6.68  | 2.28  | 1.14  | 7.19  |
| Di (En     | 4.42  | 6.75  | 4.23  | 0.96  | 0.98  | 4.12  |
| (Fs        | 0.40  | 1.46  | 2.03  | 1.33  | 0.00  | 2.76  |
| Hi (En     | 2.35  | 5.67  | 2.83  |       |       | 8.76  |
| (Fs        | 0.21  | 1.22  | 1.36  |       |       | 5.88  |
| Total Pir. | 12.85 | 24.19 | 17.13 | 4.57  | 2.12  | 28.71 |
| Wo         |       |       |       |       |       |       |
| (Fo        |       | 2.68  | 4.24  | 4.81  | 2.93  |       |
| Ol (       |       |       |       |       |       |       |
| (Fa        |       | 0.64  | 2.24  | 7.36  | 0.00  |       |
| Total Ol.  |       | 3.32  | 6.48  | 12.17 | 2.93  |       |
| Ma         | 11.99 | 9.48  | 8.80  | 5.96  | 7.97  | 8.57  |
| He         |       |       |       |       | 4.20  |       |
| Ap         | 1.00  | 0.82  | 1.35  | 1.38  | 1.31  | 1.33  |
| Il         | 2.34  | 3.23  | 4.60  | 3.49  | 3.27  | 5.85  |

TABLA No. 2B: NORMAS C.I.P.W. DERRAMES BASÁLTICOS

HU2: Mesa de Metlatoyuca - HU 18, 23, 25 y  
 27: Sierra de Tantina  
 HU35: Mesa de Huautla -

|                                | 1      | 2     | 3      |
|--------------------------------|--------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 54.16  | 52.83 | 50.68  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19.69  | 20.70 | 22.35  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.87   | 2.84  | 2.02   |
| FeO                            | 0.98   | 1.19  | 2.09   |
| MgO                            | 0.16   | 0.41  | 0.37   |
| CaO                            | 1.30   | 1.00  | 3.41   |
| Na <sub>2</sub> O              | 8.96   | 9.94  | 9.67   |
| K <sub>2</sub> O               | 6.33   | 4.87  | 5.39   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 3.45   | 5.28  | 3.10   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 1.18   | 0.37  | 0.24   |
| CO <sub>2</sub>                | 0.48   |       | 0.46   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.31   | 0.16  | 0.597  |
| ZrO <sub>2</sub>               | 0.07   |       |        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.024  | 0.03  | 0.075  |
| Cl                             | 0.08   | 0.06  | 0.271  |
| S                              | 0.04   |       | 0.04   |
| MnO                            | 0.23   |       | 0.125  |
| Total :                        | 100.32 | 99.62 | 100.92 |

TABLA No. 3: ANALISIS DE TINGUAITAS Y FOYAITAS SEGUN WATSON (1937)

- No. 1 : "Natrolite, - tinguaita" (Norte de San José, Tamaulipas)  
 No. 2 : "Analcite - tinguaita" (Sierra de San José, Tamaulipas)  
 No. 3 : "Foyaite" (Cerro El Chino, cerca de San Carlos, Tamaulipas)

# GEOLOGIA DE LA FAJA DEL SALTO, DURANGO, MEXICO

David EDWIN WAHL, Jr. \*

\* Tesis que presentó a la Facultad de la Escuela de Graduados de la Universidad de Texas, en Austin, como requisito hacia el grado de Maestro de Artes.

## CONTENIDO

|                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------|-----|
| RESUMEN . . . . .                                            | 97  |
| INTRODUCCIÓN . . . . .                                       | 99  |
| Trabajos previos . . . . .                                   | 99  |
| Localización y acceso . . . . .                              | 100 |
| Industria y cultura . . . . .                                | 101 |
| Flora y fauna . . . . .                                      | 102 |
| Clima . . . . .                                              | 103 |
| Drenaje . . . . .                                            | 103 |
| Topografía . . . . .                                         | 104 |
| Vehículos de campo . . . . .                                 | 104 |
| Técnicas de campo . . . . .                                  | 105 |
| Terminología . . . . .                                       | 105 |
| Situación Regional . . . . .                                 | 106 |
| Sierra Madre Occidental Noroeste . . . . .                   | 108 |
| Sierra Madre Occidental Oeste-Central . . . . .              | 108 |
| Sierra Madre Occidental Central-Este . . . . .               | 109 |
| La Faja del Salto . . . . .                                  | 110 |
| Rocas Volcánicas más Antiguas . . . . .                      | 110 |
| Estratigrafía de las unidades de la zona del Salto . . . . . | 114 |
| Riolita Las Adjuntas . . . . .                               | 114 |
| Aglomerado Pirámide . . . . .                                | 120 |
| Toba Galindo . . . . .                                       | 121 |
| Toba Cañón . . . . .                                         | 123 |
| Edad . . . . .                                               | 124 |
| Litología . . . . .                                          | 124 |

|                                                                                                |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Espesor . . . . .                                                                              | 125 |
| Aspectos internos . . . . .                                                                    | 125 |
| Génesis y origen . . . . .                                                                     | 128 |
| Ignimbrita El Salto . . . . .                                                                  | 128 |
| Edad . . . . .                                                                                 | 129 |
| Litología . . . . .                                                                            | 130 |
| Espesor . . . . .                                                                              | 134 |
| Aspectos internos . . . . .                                                                    | 134 |
| Génesis y origen . . . . .                                                                     | 134 |
| Ignimbrita de Meseta . . . . .                                                                 | 136 |
| Riolita Llano Grande . . . . .                                                                 | 139 |
| Lahars Las Adjuntas y Llano Grande . . . . .                                                   | 141 |
| Basalto Cruz de Piedra . . . . .                                                               | 143 |
| Otros Basaltos . . . . .                                                                       | 144 |
| Geología Económica . . . . .                                                                   | 145 |
| Recursos cerca de la Faja del Salto . . . . .                                                  | 145 |
| Depósitos minerales en rocas volcánicas análogas de Nevada y Colorado . . . . .                | 147 |
| Estructura . . . . .                                                                           | 148 |
| Historia de la Sierra Madre Occidental en lo que se refiere a la tectónica de placas . . . . . | 149 |
| Resumen de la historia geológica de la Faja del Salto . . . . .                                | 151 |
| Apéndices . . . . .                                                                            | 152 |
| Apéndice A - secciones medidas . . . . .                                                       | 152 |
| Apéndice B - datos climáticos . . . . .                                                        | 173 |
| Referencias citadas . . . . .                                                                  | 175 |

## GEOLOGIA DE LA FAJA DEL SALTO, DURANGO, MÉXICO

### RESUMEN

Cartografía detallada de la Sierra Madre Occidental de México, al W. de la ciudad de Durango, a lo largo de la carretera 40, muestra casi 700 m de rocas volcánicas (principalmente tobas) de edad variable desde el Oligoceno hasta el Mioceno, que se hallan sobrepuestas, en posición discordante, a rocas andesíticas ligeramente deformadas y que hicieron su aparición en edades que oscilan desde el Cretácico hasta principios del Terciario. Las rocas riolíticas se hallan en posición casi horizontal, excepto cuando son localmente trastornadas por pequeñas intrusiones. Las características estructurales dominantes tienen rumbo nor-noroeste, presentando fallas normales de amplio ángulo, con echado hacia el este y desplazamientos de menos de 100 m. Los estudios K-Ar practicados en las rocas volcánicas riolíticas inducen a considerarlas, provisionalmente, como originadas hace 28.4 a 23.4 millones de años.

Las tobas y cenizas de flujo fundido (ignimbritas) caracterizan a la mitad occidental de la zona del Salto, en tanto que las tobas, interdigitadas hacia el oriente, están soldadas en mucho menor grado. Dos áreas origen, separadas fuera de la Faja del Salto aparentemente proporcionaron estos tipos de rocas marcadamente diferentes. Una zona cerca del pueblo de Las Adjuntas puede haber sido una zona más fija, origen de rocas volcánicas, pero los eventos subsecuentes han oscurecido las relaciones geológicas.

Aunque la zona del Salto se localiza cercana a varios distritos mineros mayores, no se han descubierto depósitos económicos en ella. La exploración cuidadosa de las unidades inferiores de dicha área puede probar ser fructífera.

La secuencia general del magmatismo en la parte central de la Sierra Madre Occidental consistió en extrusivos andesíticos voluminosos seguidos de extrusiones extensas riolíticas y de intrusiones graníticas. El magmatismo terminó con extrusiones basálticas menores. La interacción de la placa farallón con la placa americana probablemente constituyó el ímpetu de esta actividad magmática.

### Agradecimientos

Este proyecto fue sugerido y supervisado por el profesor S. W. Clabaugh. Innumerables gracias se conceden a él no solo por su asistencia técnica en el



campo y en el laboratorio, sino también por su inspiración, preocupación personal y sobre todo por su paciencia. El Dr. Fred McDowell proporcionó las edades críticas de potasio-argón, así como sugerencias útiles a lo largo de la investigación. Los profesores León Long y Daniel Barker, leyeron el manuscrito y ofrecieron muchas sugerencias que condujeron a su mejoría.

Fotografías aéreas y muchas cartas de presentación se suministraron por parte del Sr. Diego Córdoba M., Director del Instituto de Geología de la UNAM, México, D. F.

Le agradezco a mi colaborador de campo, Timothy W. Barret por sus discusiones estimulantes que contribuyeron a desentrañar el dogma de la zona del Salto en lo que se refiere a la geología de la Sierra Madre Occidental.

A los señores Alvaro Pérez Granillo, Leopoldo Benavides Manterola, Ramiro García Bermejo, Lorenzo Fernando Grasiana, Rosendo Sifuentes Terrazas, Federico Esparza Chaidez, Daniel Reyes, Carlos Reyes y la Sra. Hermelinda Zamora, se les muestra agradecimiento por virtud de su amistad y hospitalidad.

Reconocimiento especial se rinde al Sr. Héctor LaFago y a la Srta. Guapita Portero Campo por su soporte moral en el campo.

Las láminas delgadas fueron preparadas expertamente por Richard Morales de la Universidad de Texas en Austin.

Este trabajo fue financiado en parte por la administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio, según concesión NGL 44-012-045. Me considero extremadamente afortunado por haber participado en esta expedición, y aprovecho esta oportunidad para agradecer a todas las personas que pagan impuestos en los EE.UU. por su ayuda.

Finalmente se dan gracias al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Texas en Austin, y gracias en mayor grado a la Fundación de Geología de esa Institución. El Departamento de Geología me proporcionó un empleo lucrativo como profesor asistente durante 5 semestres, a la vez que la Fundación de Geología proporcionó las becas de colegiatura durante la mayor parte de mis estudios, la cual también proporcionó un préstamo grande a interés bajo para gastos de campo. En verdad estoy agradecido y en deuda por esta ayuda.

*Esta tesis se sometió al Comité en mayo de 1973*

El tesoro que tú crees que no vale la pena de encontrar, este único y por si solo es el tesoro real que anhelaste toda tu vida. El tesoro que centellea y que estás cazando durante el día y la noche, yace enterrado en el otro lado de aquella colina.

B. TRAVEN

*El Tesoro de la Sierra Madre*

## INTRODUCCIÓN

### *Trabajos previos*

A pesar del gran tamaño y complejidad de la Sierra Madre Occidental, se han realizado relativamente pocos intentos para develar su historia geológica. Hasta la década de los 60, los trabajos publicados describían bien los estudios de reconocimiento (Weed 1902, Inlay 1939, King 1939), o problemas menores específicos (Santillán, 1929, 1936; Singewald, 1936). El estudio de reconocimiento de King (1939), que se refiere al noreste de México, proporciona probablemente todavía el panorama más comprensivo de la geología de la Sierra Madre Occidental. Estos estudios antiguos, sin embargo, simplemente dieron cuenta de la existencia de gruesos espesores de rocas volcánicas riolíticas que coronan la Sierra Madre Occidental. Aunque, investigadores más recientes (Lemish, 1955; Córdoba, 1963, 1965; Enciso de la Vega, 1963; Pantoja Alor, 1963; McLeroy 1966; Randall, 1968; Roldán-Quintana 1968; Frederickson, 1971, Henry, 1972) han descrito estas rocas volcánicas, sus objetivos principales han sido unidades más antiguas.

Córdoba, (1963), fue el primero que trabajó exclusivamente con rocas volcánicas; designó unidades mapeables dentro de una zona de 2,500 Km<sup>2</sup>., entre el Río Chico y Llano Grande, Durango. Una parte de esta área está dentro de los límites más al oriente de la Faja del Salto, y las formaciones levantadas geológicamente por Córdoba han sido tentativamente correlacionadas con las unidades de la Faja del Salto.

El informe más detallado de rocas volcánicas superiores de la Sierra Madre Occidental es el de Waitt (1970). Este autor además de mapear 2 fajas a lo largo de la carretera México 40, describió previamente las rocas entre

estas 2 fajas, y hacia el este, rumbo a la ciudad de Durango. También describió con todo cuidado la geología de la región. La tesis de Waitt, ha dejado ver que se trata de una piedra angular para interpretaciones ulteriores de la historia del post-Eoceno de la Sierra Madre Occidental, entre Durango y Mazatlán.

El propósito del estudio llevado a cabo por Timothy W. Barret y por el autor fue mapear el área entre las 2 fajas de Waitt y formular un modelo genético en relación a las rocas volcánicas terciarias de la parte Oeste central de Durango. Otros estudiantes de la Universidad de Texas, que al presente se encuentran elaborando los mapas geológicos en la Sierra incluyen a Goran Fredrikson, Christopher Henry, Eric Swanson, Richard Keizer, y James Lyons, (véase la figura núm. 1 en relación a la localización aproximada en el mapa).

#### Localización y acceso

La Faja del Salto incluye una zona de cerca de 800 kilómetros cuadrados a lo largo de la carretera México 40, dentro del Estado de Durango. Más específicamente, es una área como de 11 kilómetros de ancho a lo largo de la carretera entre los kilómetros 67 y 130 al oeste de la ciudad de Durango. Las localizaciones en la carretera están convenientemente referidas a postes que marcan kilómetros. La carretera 40 conecta Durango con Mazatlán, 318 kilómetros al oeste; es la única ruta de motor a través de la Sierra Madre Occidental en 800 kilómetros de su extensión norte-sur.

El poblado del Salto, situado casi al centro del área de estudio, se localiza en las coordenadas 2347' norte, y 10522' longitud oeste; punto que queda situado 100 kilómetros al oeste de la ciudad de Durango, y en la carretera 40. Además, una espuela del sistema nacional de ferrocarriles conecta El Salto con Durango. Se intentó que esta línea cruzara la Sierra Madre Occidental, pero la vía no ha avanzado más allá de El Salto. El tramo sin terminar, sin embargo, proporciona muchos afloramientos espectaculares y vistas panorámicas en más de 60 kilómetros hacia el occidente. El viaje o transportación fuera de la carretera principal se facilita por la existencia de caminos de tierra que existen en abundancia. Muchos de ellos son simplemente rutas de acceso a los lugares forestales. Una vez que el bosque ha sido talado los caminos se han deteriorado rápidamente. Hay caminos permanentes a los aserraderos, ranchos y pequeños poblados, aunque están poco conservados.

Con la Faja del Salto, se originan dos caminos importantes regionales de tierra. El primero conecta El Salto con Pueblo Nuevo, unos 60 kilómetros

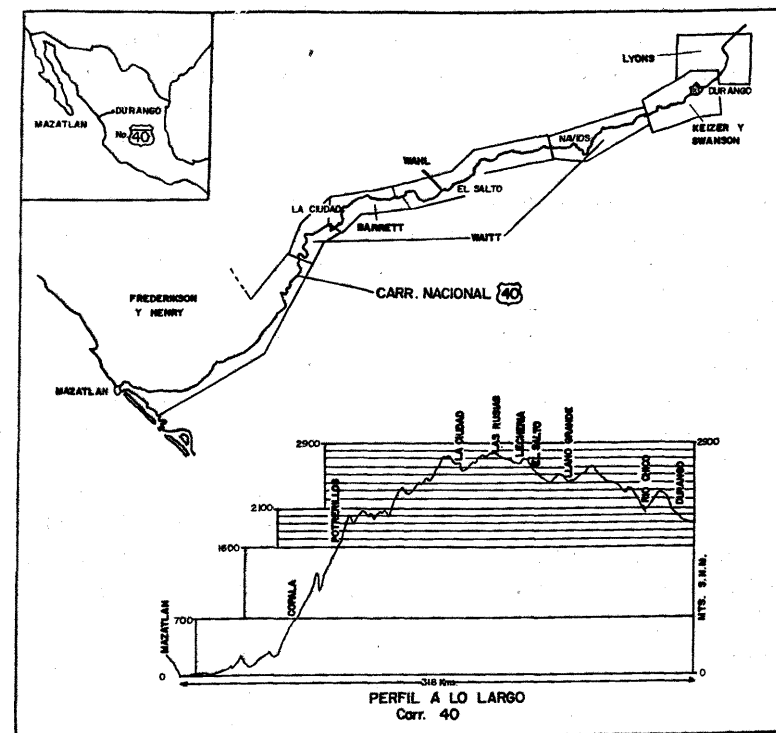


Figura 1: Mapa que muestra las áreas de la Sierra Madre Occidental, Méx., estudiadas en la tesis de la Universidad de Texas. (Ver fig. 2.)

al sur. Los caminos más pequeños radían a partir de Pueblo Nuevo por cortas distancias hacia los campamentos de madera y de minas. El otro camino regional prosigue 60 kilómetros al noroeste a partir de la extensión Coyotes (kilómetro 89 de la carretera 40) hacia San Miguel de las Cruces, que constituye un poblado importante de aprovisionamiento de madera; continúa después hacia el suroeste 35 kilómetros al distrito minero de San Dimas. Todos los caminos sin acondicionar de la Faja del Salto, están sumamente deteriorados por el tráfico de vehículos pesados, y no es raro que una velocidad promedio optimista pueda ser de 10 a 15 kilómetros por hora.

#### Industria y cultura

La industria más importante en la Faja del Salto es la de la madera. El árbol que tiene más valor es el Pino Real, pero también se dispone de otras

variedades de pinos y de robles-encinos. La mayor parte de la tierra con bosques explotables es propiedad del Gobierno, pero se trabaja bajo un sistema comunal (ejidal). Los ranchos ganaderos son también importantes en el área, especialmente al oriente del Salto, donde los bosques son menos extensos. Los ranchos se llevan a cabo también bajo el sistema de ejidos en los que algunas o muchas familias controlan la tierra, pero algo de propiedad existe a través de una única persona o de una familia. Los ranchos de una sola propiedad son (con mucho) los más productivos y gananciales. Parece que el capital y los líderes preparados están menos disponibles para los ejidos.

El poblado rústico El Salto (población 10 000 habitantes), funciona como el centro gubernamental, industrial, comercial, de transporte y cultural de la zona del Salto. El factor más importante en la economía del Salto es el aserradero controlado por el Gobierno, el cual proporciona empleo para muchos residentes del Salto, así como los salarios de un número igual aparentemente de burócratas del Gobierno. La mayor parte de la madera cortada aquí se envía por ferrocarril o por camión a la ciudad de Durango a fin de utilizarse o redistribuirse. Otras actividades importantes en la economía del Salto son las ventas al menudeo, la administración del Gobierno, servicios de transporte, servicios médicos y diversiones.

Estando localizado centralmente, El Salto fue considerado de posición ideal para ser usado como base de operaciones durante el estudio. Además, sus magníficos restaurantes, buenos cinemas y la gracia natural, la cultura y la vida nocturna alegre hizo nuestra estancia en la Sierra Madre Occidental más que simplemente llevadera. El hospedaje disponible varió desde lo rústico hasta lo opulento. La brigada de campo por supuesto se atendió con lo mejor en El Salto. El Hotel Zamora, de precios muy razonables, ofreció lujos tales como electricidad casi diariamente, su propia regadera (algunas veces operacional), 1 1/2 baños y una administración amigable y eficiente. Este magnífico hotel es ampliamente recomendado por el autor.

#### *Flora y fauna*

La vegetación en la Faja del Salto consiste principalmente en bosques de pinos, e incluye en menor proporción, encino y madroño. El pasto corto es común también, en tanto que los cactus y los arbustos espinosos están ausentes, excepción hecha de ocurrencias raras en los cañones más profundos. Los bosques de pino son más tupidos hacia el oeste, como resultado de mayor precipitación y de una menor tala activa.

Los animales de mayor tamaño que los conejos y las ardillas son raros.

Uno de cada una de las siguientes especies se observó durante el periodo de estudio: coyote, venado, gato montés y puma. Estos animales mayores (y los osos) son mucho más comunes en los cañones profundos, remotos y apartados de la carretera. Los reptiles, pájaros e insectos, no son comunes en el área durante los meses de invierno. Con las lluvias de verano, sin embargo, estas poblaciones aumentan y debe ejercerse precaución en el campo debido a la presencia de víboras de cascabel, coralillos y alacranes.

#### *Clima*

El Estado de Durango puede dividirse en 4 regiones climáticas sobre la base de altura y fuente principal de precipitación. Estos factores a su vez se relacionan con la presencia de la Sierra Madre Occidental. Estas zonas siguen la tendencia norte-noroeste de la Sierra y demuestran lo efectivo que es como barrera, una cadena montañosa respecto del movimiento de las nubes cargadas de humedad. De Ronaix (1952) se ha traducido una descripción breve de esas zonas climáticas, dicha traducción en el apéndice B.

La faja del Salto queda completamente dentro de la zona de las cumbres de la sierra, con elevaciones entre 2 200 y 2 800 metros. La precipitación a partir de masas de aire del Océano Pacífico es muy fuerte desde el comienzo de junio a septiembre. Las observaciones personales para la mayor parte del periodo de febrero a agosto de 1971, reveló los siguientes datos. La precipitación fue mínima entre febrero 1º y junio 1º (2 granizadas). Las temperaturas descendieron bajo cero todas las noches, hasta el mes pasado de abril. Las tardes fueron comunmente tibias y placenteras. Con el primer día del mes de junio llegaron las lluvias. Estas lluvias fuertes, sin embargo, vinieron del oeste y para el mes de julio se sucedían entre 4 y 6 días por semana. En virtud de que la cantidad de precipitación es más rara hacia el oriente, fue ventajoso trabajar la sección oriental de la Faja del Salto durante la estación de lluvias. Típicamente el frente de precipitación alcanza los límites occidentales de la Faja hacia las once de la mañana, provocando lluvias sostenidas, fuertes en esa zona. La parte oriental de la Faja recibe normalmente lluvias esporádicas leves entre 2 y 4 horas más tarde.

Excepto durante las tormentas lluviosas, las temperaturas hacia el final de la primavera y durante el verano son ideales para el trabajo de campo. Las noches son frescas, en tanto que los días son lo suficientemente calientes para permitir que un geólogo trabajando sude un poco.

#### *Drenaje*

El drenaje en la Sierra Madre Occidental está controlado por fallas domi-

nantes norte-noroeste, así como por la ruta corta occidental hacia el nivel de base. Todas las corrientes que nacen en la Faja del Salto desembocan en el Océano Pacífico. La mayor parte de ellas drenan ya sea al sur o al norte a partir de la carretera 40, a lo largo de trazas del fallamiento dominante, y luego cortan abruptamente hacia el oeste rumbo al Pacífico. Sin embargo, una corriente en la porción noreste del área mapeada, parece que drena hacia el oriente antes de reasumir su curso hacia el occidente. Entra al drenaje del Río Chico el cual se junta con el río Mezquital, cerca de la ciudad de Durango. El Río Mezquital parece que fluyó alguna vez al oriente solamente para ser absorbido a un drenaje más eficiente hacia el occidente por medio de la captura, la cual siguió después de la erosión de una corriente más ambiciosa aguas arriba.

### *Topografía*

La zona del Salto es una meseta alta, sinuosa, con inclinación hacia el oeste, interrumpida o cortada en el norte por afluentes del Río Presidio y al sur por el río de Acaponeta y río de Tunal (río Mezquital). La fractura no es muy notoria dentro del área del mapa, y la profundidad máxima de los cañones es aproximadamente de 350 metros. En los cañones cercanos, sin embargo, han ocurrido incisiones mucho más profundas. La Quebrada Galindo (un afluente del río de Acaponeta), a sólo 15 kilómetros al sureste del Salto, tiene un relieve local de 500 metros en un kilómetro de distancia lateral. Treinta kilómetros al sur, este río, según se sabe, termina en un gran cañón de más de 1 700 metros de profundidad. Se considera aun más espectacular la Quebrada Mezquital, situada cincuenta kilómetros al sur de la ciudad de Durango. Aquí se puede apreciar una caída de más de 2 000 metros en menos de 10 kilómetros de distancia lateral. Este es precisamente uno de los muchos cañones con que cuenta la Sierra Madre Occidental, cuyo relieve es mayor que el del Gran Cañón en Arizona.

### *Vehículos de campo*

Los vehículos de campo utilizados para realizar este estudio fueron un panel con velocidad reforzada en las cuatro ruedas, una camioneta y, por muy poco tiempo, una motocicleta ligera. El panel sirvió bastante bien tanto para la época de lluvias como para la temperatura seca, pero debido a su gran tamaño y a la suspensión, algunas veces su manejo era algo menos que un juego. La camioneta, equipada con una transmisión de cuatro velocidades y suspensión moderada, era mucho más manuable y confortable

en el campo, permitiendo inclusive su uso en caminos en malas condiciones. Hay que hacer notar aquí que la característica más importante que debe tener cualquier vehículo de campo es una baja relación en su primer sistema de engranajes, tomando en consideración el terreno y la altitud.

Una motocicleta ligera (90 cc), tipo caminos, fue utilizada en el campo con grados de variación en éxito durante julio de 1971. Mientras la motocicleta ofrecía gran velocidad y facilidad de manejo, haciendo posible el efectuar los viajes establecidos, la frecuencia de las lluvias y lo frío de las mismas hacen desagradable el empleo de este tipo de vehículo.

Como análisis final se llegó a la conclusión de que el propósito de un vehículo de campo es el de proveer transportación desde el campamento de base a las zonas aun no estudiadas. La elaboración de mapas con fotos aéreas, a la escala usada en este proyecto, requirió caminar hasta los contactos, no por medio de vehículos.

### *Técnicas de campo*

Se demostró que varias técnicas de campo conocidas no tuvieron éxito. Los mejores resultados fueron obtenidos escogiendo un lugar determinado para analizarlo y observarlo, después de un minucioso estudio de las fotografías aéreas, luego recorrer ese lugar, tomando fotografías de las observaciones más importantes para recopilación de datos. Debido a diversa variedad dentro de las unidades individuales, a la similitud entre las unidades y a la espesa vegetación y riesgo de extraviarse, a menudo era necesario que el nuevo punto de estudio estuviera comunicado con las zonas ya conocidas.

### *Terminología*

La terminología usada aquí es similar a la empleada por Waitt en su tesis. Algunos de los términos más frecuentemente utilizados se resumen a continuación: *ignimbrita* (literalmente llamada roca proveniente de nube con lluvia de fuego) Marshall (1935) la define como una roca volcánica silícica o silíceo que se piensa ha sido depositada por grandes nubes o aguaceros (nuée ardente eruptions) de pequeños e intensamente calientes fragmentos de lava. Estos fragmentos conservan calor suficiente, por lo que al llegar a tierra se vuelven viscosos, adheriéndose unos a otros (soldados). Dependiendo de la magnitud en que se hayan fundido y de la devitrificación, las tres zonas más importantes de una ignimbrita son las concernientes al vitrófero, toba soldada y toba sin soldar. Derrame de ceniza volcánica (Ross y Smith, 1961) es un término general para mantos consolidados de

cenizas que adoptan la forma de flujo, independientemente de la magnitud del fenómeno de roca soldada. Como se ha utilizado en el presente estudio, el derrame de ceniza volcánica es un sinónimo de la ignimbrita. *Toba transportada por aire* (ceniza aérea, Ross y Smith, 1961). Es una ceniza volcánica consolidada que se ha depositado directamente a partir del aire y la cual generalmente muestra clasificación y estratificación. *Las nubes ardientes* (Lacroix, 1904) originalmente describían las erupciones de Soufriere y Pelée en 1902, en donde el flujo de densidad de una emulsión de materiales sólidos (de tamaños desde ceniza al de bloques) en una mezcla de vapor de agua y gases calientes, fue sobre-envuelto por una nube grande menos densa de polvo. *La toba depositada en agua* es ceniza consolidada que se ha formado en un medio ambiente acuoso. Lahar. (Crandell, 1971) es una palabra indonesa para dar cuenta de depósitos que han resultado del flujo en masa rápida de detritos de roca, movilizadas por el agua en las pendientes de los volcanes. *La roca de derrame de lava* (Waitt, 1970) se refiere a la lava solidificada para distinguirla del derrame de ceniza, de la ceniza transportada por aire, etcétera.

La clasificación de rocas (véase la figura 2) se basa en la abundancia relativa de tres tipos de partículas, según Cook (1965, fig. 2). Una toba vítrica de cristal, por ejemplo, está compuesta de menos del 10% de fragmentos líticos, entre 10 y 25% de fenocristales, y el resto consiste en pómez y materiales de chardas. Aunque los fragmentos de pómez están incluidos en el miembro final vítrico de la clasificación de Cook, el término pumítico designará a las tobas que tienen de 5 a 10% de fragmentos de pómez visibles, megascópicamente hablando. Las rocas que contienen más del 10% de fragmentos pumíticos megascópicos, se denominan muy pumíticas. Una toba lítica vítrica pumítica, por lo tanto, contiene de 5 a 10% de fragmentos megascópicos de pómez, de 10 a 25% de fragmentos líticos; menos de 25% de cristales y el resto de fragmentos pumíticos megascópicos y material de chardas.

Las unidades de roca mapeadas en este estudio se nombran informalmente según las localidades geográficas.

#### Situación regional

La Sierra Madre Occidental es uno de los campos volcánicos más grande del mundo, y cubre aproximadamente 275 000 kilómetros cuadrados. Esta gran extensión consiste predominantemente de rocas mesozoicas plegadas cubiertas en discordancia por brechas andesíticas, derrames y tobas casi horizontales, los cuales están intrusionados por dioritas y cuarzo-monzonitas. En

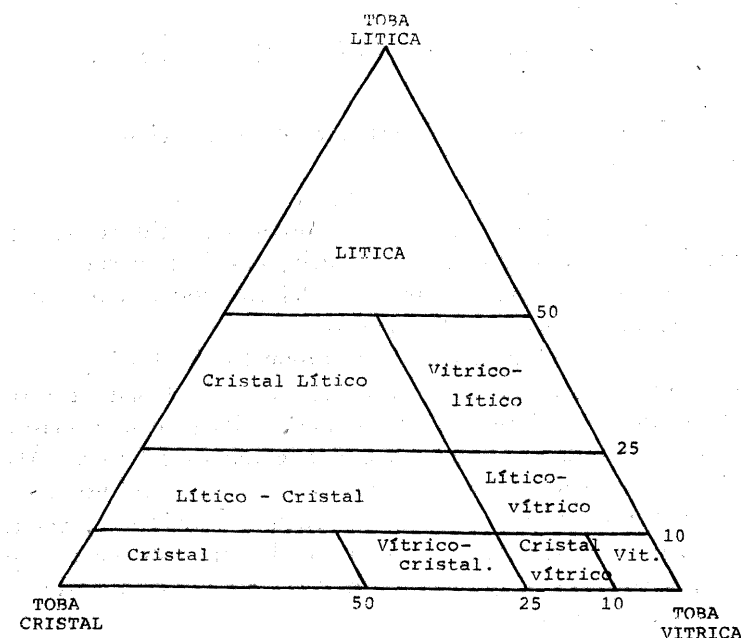


Figura 2.-- Clasificación de rocas piroclásticas por composición de las partículas (Cook, 1965, fig. 2).

discordancia sobre estas rocas andesíticas, se encuentra una secuencia más silícica que incluye derrames de lava riolíticos, ignimbritas escasas de cristales, toba estratificada y en cantidades menores, derrames de lava basálticos. Se cree que todas las rocas volcánicas son del Cretácico superior o de edad más joven y alcanzan un espesor de por lo menos dos mil metros en la región de El Salto. Como la base de las rocas volcánicas no fue expuesta en la faja del Salto, y en virtud de que regiones diferentes de la Sierra Madre Occidental han dado lugar a interpretaciones distintas, se suman brevemente aquí varias historias geológicas. Donde las localidades geográficas coinciden, en donde más interpretaciones son similares, se combinan los resúmenes de varios estudiosos, a fin de dar un entendimiento más completo de esa área.

*Sierra Madre Occidental Noroeste*

(Weed, 1902; Imlay, 1939; King, \* 1939). \* El informe más completo es el de King, 1939.

1. *Paleozoico*: Records pobres de depósito y de deformación.
2. *Triásico y Jurásico*: Erosión.
3. *Cretácico temprano*: Depositación inclusive de caliza.
4. *Cretácico tardío*: erosión seguida por depositación, inclusive de algunas rocas volcánicas. Levantamiento en las márgenes de la cuenca.
5. *Cretácico tardío* — Terciario temprano. Deformación con plegamientos intensos. Algunas intrusiones de granitos.
6. *Terciario temprano*: Gran parte de la erosión forma una topografía rugosa. Los flujos volcánicos varían en composición del basalto a la riolita.
7. *Terciario medio*: Más formación de montañas. Plegamientos suaves con intrusiones plutónicas en gran escala y fallamiento extensivo. Algunas fallas del Terciario temprano están cortadas por estas intrusiones.
8. *Terciario superior*: Menos vulcanismo. Alguna actividad orogénica de término medio, probablemente a lo largo de líneas de fallas y plegamientos preexistentes. Depositación de rocas volcánicas estratificadas y clásticas en cuencas cerradas.
9. *Terciario medio* — *Presente*: Fallamiento normal extensivo norte-noroeste, el cual controla a la mayor parte de la topografía y del drenaje actuales. Ligerio levantamiento posterior, con corte vertical hacia abajo llevado a cabo por corrientes con flujo hacia el oeste.

*Sierra Madre Occidental Oeste-Central*

(Santillán, 1929, 1936; Lemish, 1955; Randall, 1968; Fredrikson, 1971; Henry, 1972; Smith, 1972a, 1972b.)

1. *Pre-Cretácico*: Depósito de sedimentos con granos finos de cuarzo.
2. *Cretácico medio temprano*: Depósito de caliza.
3. *Cretácico tardío* — *Triásico temprano* (véase Fredrikson, 1971 y Henry, 1972 para detalles acerca del Cretácico-reciente). (a) Plegamiento de rocas cretácicas. Temperatura alta; metamorfismo regional de baja presión (grado amfibolito). (b) Erupción de derrames andesíticos y tobas, e intrusión de andesitas hipabisales. (c) Intrusiones de batolitos de granito, de 130 a 20 millones de años anteriores a la época actual, con mayor ritmo a los 90 y 70 millones de años.
4. *Terciario temprano*: Erosión, fallas y deformación ligera de andesitas volcánicas. Bastante granito queda al descubierto.

5. *Terciario medio*: Erupción de ignimbritas riolíticas, tobas y derrames.
6. *Terciario tardío*: Levantamiento, fallamiento en bloques, con acumulación de sedimentos ligeros terrígenos gruesos en las depresiones entre los bloques elevados.
7. *Terciario tardío* — *Presente*: principalmente erosión con expulsión de pequeñas cantidades de basalto.

*Sierra Madre Occidental Central-Este*

(Singewald, 1936; DeCserna, 1956; Córdoba, 1963, 1965; Enciso De la Vega, 1963; Pantoja-Alor, 1963; McLeroy y Clemons, 1965; Clemons y McLeroy, 1966; Roldán-Quintana, 1968; Barrett, 1972; Wahl, 1972.)

1. *Pre-Paleozoico*: Metamorfismo de rocas volcánicas riolíticas en la parte extrema oriental de los planos de la Sierra. Véase a Córdoba (1965) para más detalles sobre el pre-Cretácico.
2. *Paleozoico*: Depósito de lutita, arenisca, *novaculite* y dolomita. Metamorfismo de estas rocas.
3. *Triásico*: Vulcanismo con subsecuente deformación.
4. *Jurásico*: Erosión seguida por transgresión marina.
5. *Cretácico*: (Véase a Clemons and McLeroy (1966) para detalles del Cretácico.) Series de transgresiones y regresiones con depósito de caliza y clásticos terrígenos.
6. *Cretácico tardío*: Levantamiento de la Sierra Madre Occidental para dotar de clásticos al grupo Difunta situado al este. Este levantamiento marcó el indicio de la Orogenia Laramide en México.
7. *Cretácico tardío* — *Terciario temprano*: (Consúltase a Roldán-Quintana, 1968 para detalles del Terciario.) (A) Las fuerzas se comprimen o centran hacia el ángulo derecho de la Península de Coahuila. (B) Intrusión de granito y diorita con más deformación de las rocas sedimentarias. Alguna mineralización. (C) Liberamiento de presión. En la época del Eoceno predominan las tensiones extensivas que producen las fallas de bloques. (D) Erosión extensiva. (E) Intrusión menor de rocas volcánicas.
8. *Terciario medio temprano*: (A) Un ciclo más de erosión y algunas fallas en bloques para formar cuencas en las cuales fueron depositadas las primeras rocas volcánicas del Terciario medio (más tarde Oligoceno). A pesar de que existe controversia sobre la composición de estas rocas, por lo general se clasifican como andesitas. (C) Erosión.

9. *Terciario medio tardío*: (A) Extrusión de riolita volcánica depositada horizontalmente. (B) Falla en bloques en el norte-noroeste.
10. *Terciario medio-reciente*: Levantamiento y expulsión de cantidades pequeñas de basalto.

### *La Faja del Salto*

Waitt (1970) en su trabajo sobre el oriente y el occidente de la Faja del Salto, determinó que la estructura de las rocas volcánicas superiores entre Durango y Mazatlán es la de un anticlinal suavemente arqueado, asimétrico, cuyo limbo occidental fuertemente disectado está más inclinado que el oriental, el cual forma una planicie; el flanco occidental es progresivamente más inclinado, y tiene bloques de falla más cerca de la costa. La corteza de este anticlinal asimétrico se cree que se localiza en la región occidental extrema de la Faja del Salto, abarcando un alto topográfico el cual no ha sido interpretado como una área origen importante de ignimbrita. Dentro de la Faja el Salto se complica localmente el echado regional de dos grados norte-noreste; dicha complicación obedece a fallamientos escalonados por la intrusión de lavas basálticas y por las variaciones en la paleotopografía.

Las rocas más comúnmente expuestas en la Faja del Salto son ignimbritas riolíticas vítricas pobres en cristales. Dichas rocas son relativamente delgadas pero algunas tienen extensiones laterales mayores de 80 kilómetros. La soldadura de estas ignimbritas es variable en extremo, no solamente entre las unidades sino dentro de las unidades individuales de derrame. Otras rocas en la Faja del Salto incluyen los derrames riolíticos de lava, lahares, derrames de basalto y tobas laminadas, aparentemente depositadas en el agua o bien acarreadas por el aire. Las unidades del mapa designadas en la Faja del Salto están parcialmente correlacionadas con unidades mapeadas por Waitt (1970), Keizer (1973) y Swanson (1973). La figura 3 ilustra estas correlaciones.

### *Rocas volcánicas más antiguas*

Las rocas más antiguas que las que se expusieron en el área de trabajo se estudiaron previamente en dos localidades al oeste de la Faja del Salto. Un reconocimiento de dos días al poblado La Huizar, a 1 550 metros abajo del mirador escénico del puerto de Buenos Aires (kilómetro 167 en la carre-

tera 40), reveló un gran espesor de andesita bajo las unidades de ignimbrita de Waitt. El camino, sin embargo, mostraba indicios de aludes, cubriendo los bloques hundidos, y sólo vagamente podían acertarse las relaciones de campo. Más lejos, hacia el oeste, cerca del pueblo de Potrerillos, Sinaloa (kilómetro 221 de la carretera 40), buenos puntos de referencia revelaron un cuadro más claro de las relaciones entre las ignimbritas riolíticas e intrusiones andesíticas más antiguas. El área estudiada puede observarse desde la carretera y está aproximadamente 3 kilómetros al sur de Potrerillos, el cual tiene acceso por medio de un camino de tierra improvisado. La figura 4 muestra que las más recientes de las ignimbritas superiores se formaron sobre una superficie erosionada rugosa en la andesita. Estos primeros derrames parece que están contenidos en terrenos de topografías bajas, esperándose que su geometría sea en forma de lente con acuíñamiento común. Una vez que los valles se cubrieron, los yacimientos de ignimbrita fueron depositados casi horizontalmente. Vetas delgadas que en la figura 4 siguen la línea hacia el cielo, son casi de posición horizontal. La figura 5 muestra venas abundantes de cuarzo en verde oscuro, con andesita porfídica propiéticamente alterada (Randall, 1968).

Fenocristales prominentes en la andesita son feldespatos gemelos de Carlsbad con promedio de 3 milímetros de longitud, y las anfífolas son cristales euhedrales de 5 milímetros de largo. Andesitas mineralizadas son explotadas extensivamente 20 kms al oeste, en Copala. En la figura 6 se muestra un conglomerado que es observable en un punto entre la andesita y las riolitas más bajas. Incrustadas en una matriz rojiza salpicada de hierro, hay rocas de andesita y granodiorita. Este conglomerado probablemente representa la erosión de la andesita y las intrusiones previas a la extrusión de ignimbrita. En la figura 7 se encuentran fotografiados los fragmentos de la andesita y de la granodiorita incluidas entre las ignimbritas más bajas. Se encontraron fragmentos de más de 60 centímetros de diámetro. Estos fragmentos se incorporaron dentro de las ignimbritas conforme el paleoderrame se transformó en nubes ardientes.

Se sabe que las primeras ignimbritas en esta área se depositaron sobre una superficie erosionada rugosa; pero Fredrikson (1971) reporta más relaciones horizontales hacia el oeste y a lo largo y cerca de la carretera 40. Informa que en el extremo de las ignimbritas riolíticas se encuentran superficies sometidas a la erosión tanto de las rocas volcánicas andesíticas como de las rocas con intrusiones de granito. Es probable que la topografía en la época del emplazamiento de las ignimbritas, haya sido similar a la actual, con una planicie costera de relieve moderado al oeste de las montañas y sus llanos.





*Estratigrafía de las unidades de la zona del Salto.**Riolita Las Adjuntas*

Los derrames de lava de rocas riolíticas afloran en dos áreas en la Faja del Salto. Las concentraciones más grandes se encuentran al oeste del Salto, cerca de Las Adjuntas. Se cree que la roca riolítica del derrame de lava Las Adjuntas, es la unidad de roca más antigua expuesta en el área del mapa.

Dos muestras del derrame de lava riolítico han sido analizadas por McDowell (1973, personal comm.), usando la técnica K-Ar; las cuales arrojaron las siguientes edades:

- Muestra DW 1: 27.9 millones de años (biotita)
- Muestra DW 2: 28.4 millones de años (feldespato)
- 27.8 millones de años (biotita)

Los derrames de lava de rocas riolíticas Las Adjuntas, son de dos litologías distintivas. El tipo A, pertenece a la variedad más común, consistente en un derrame de granos finos visiblemente unidos, y contiene menos del 1% de fenocristales. La mayoría de los fenocristales son plagioclasa sódica doble euhedral. El cuarzo, el feldespato no doble y la mica oscura están también presentes. El tamaño de los fenocristales fluctúa de 1 a 5 milímetros, siendo la principal medida 1.5 milímetros. El tamaño del grano de la matriz es generalmente 0.05 milímetros o aún más pequeños, pero los granos mayores de la matriz (0.1 milímetro) se ven en la fase de cristalización por el vapor de los yacimientos. La fase de cristalización por el vapor en las cavidades litofisales han producido un haz radial de cristales de cuarzo de más de 15 milímetros de largo. Se presenta una banda de color abundante como resultado de la oxidación de minerales diseminados portadores de hierro.

El tipo B es de un grano más grueso (significa que el tamaño del grano, incluyendo a la matriz es 1.0 milímetros) y contiene más de 30% de fenocristales. La composición de estos fenocristales es aproximadamente de 60% de plagioclasa doble de sodio, 20% de cuarzo, 12% de mica oscura, 5% de feldespato sencillo, 2% de opacos y 1% de hornblenda. Los espacios porosos están en su mayor parte ribeteados por ópalo y llenos con calcedonia. Una característica interesante en la riolita del tipo B, es la existencia de dos matrices diferentes. Algunas rocas del tipo B cuentan con una matriz fragmental cristalina, mientras que en otras, el cristal se ha devitrificado por completo en agregados esféricos de cuarzo, feldespato y óxidos de hierro. Las dos matrices que se encuentran dentro del tipo de rocas B, se ilustran en las figuras 8 y 9. En los tipos A y B de derrame de lava de rocas riolíticas de Las Adjuntas, no se observa ninguna charda de cristal.

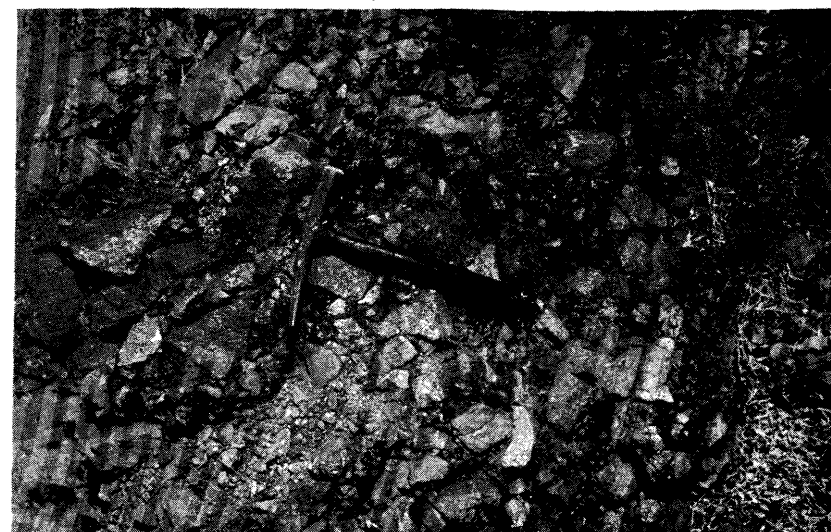


Figura 6. Conglomerado con óxidos de hierro entre las ignimbritas riolíticas y la andesita.



Figura 7. Fragmentos de andesita y de granodiorita dentro de las ignimbritas riolíticas más bajas.

El espesor de las rocas riolíticas de derrame de lava de Las Adjuntas, en los puntos expuestos a la superficie, varían de 0 a más de 200 m. El espesor mayor se localiza al noreste de Las Adjuntas en rocas que exhiben una franja de derrame casi vertical. El espesor disminuye exteriormente hacia todas direcciones desde este punto, y por eso se advierte un centro intrusivo mayor. Este derrame en particular, se ve mejor desde el kilómetro 116 sobre la carretera 40. Otros centros de extrusión (como el que queda al este de Las Rusias), revelan espesores similares en los alrededores.

La morfología predominante del derrame de lava de roca volcánica en Las Adjuntas, es la caracterizada por un domo de moderada inclinación, con terminación redonda, formando prominencia de colorido claro y con relieve superior a 200 metros. No se presentan los acantilados verticales ni la topografía de mantos superpuestos que con frecuencia forma la ignimbrita. Igualmente, el junteo columnar del derrame de lava de la roca riolítica descrito por Waitt (1970), no se presenta aquí. Sin embargo, se observan excelentes junteos columnares en derrame de lava de rocas riolíticas 25 kilómetros al este del Salto.

Características internas importantes del derrame de lava de la roca riolítica en Las Adjuntas incluyen franjas de derrame, devitrificación macroscópica y estructura perlítica. La más notoria a distancia de estas formaciones, es la franja de derrame. Como antes se menciona, el bandeo vertical de flujo se localiza en la porción central más gruesa del derrame de lava de la riolita mapeada. Aunque algunos estudiosos (Christiansen y Lipman, 1966) han encontrado que el bandeamiento de flujo fuertemente inclinado puede formarse en las partes superiores de las lenguas distales de derrames, el bandeo de flujo vertical en el derrame de la roca riolítica occidental por lo regular representa una área de salida, por las razones siguientes: 1) El bandeo de flujo cambia de una posición vertical en el centro a casi horizontal en las márgenes, aproximadamente en una distancia de 5 kilómetros. 2) La franja horizontal de derrame que se encuentra en esta margen está cubierta en algunos lugares por sedimentos de lahares. 3) El afloramiento con geometría en forma de domo satisface más un área de escape que una porción de derrame mayor. Bandedos vertical y horizontal de derrame se ilustran en las figuras 10 y 11.

Las esferas de devitrificación que llegan hasta 20 milímetros de diámetro, se encuentran en localidades dispersas a través de los derrames de lava occidentales. Estas bolas parece que se han formado por el mismo proceso responsable para la devitrificación en la matriz de las rocas del tipo de derrame riolítico "B". La devitrificación del vidrio volcánico inestable de un modo inherente, en los derrames y en las tobas, procede rápidamente durante

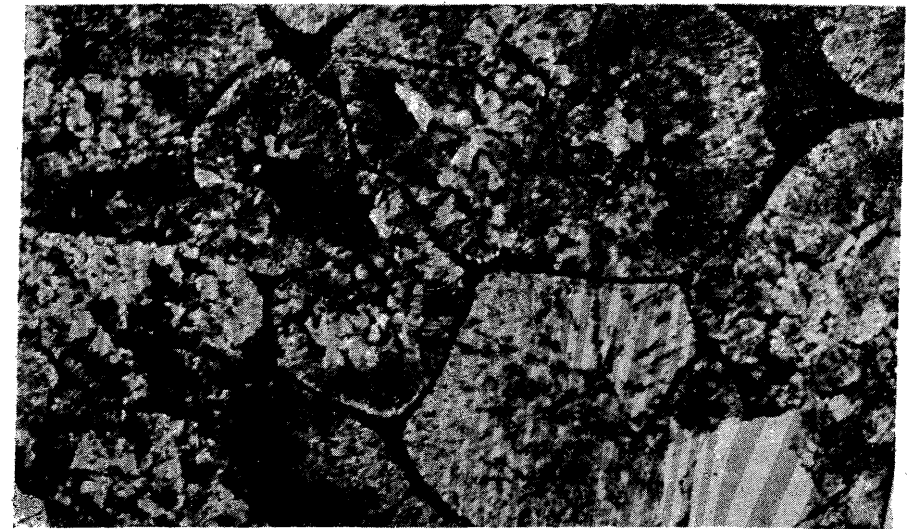


Figura 8. Matriz de riolita tipo "B" con devitrificación esferulítica.

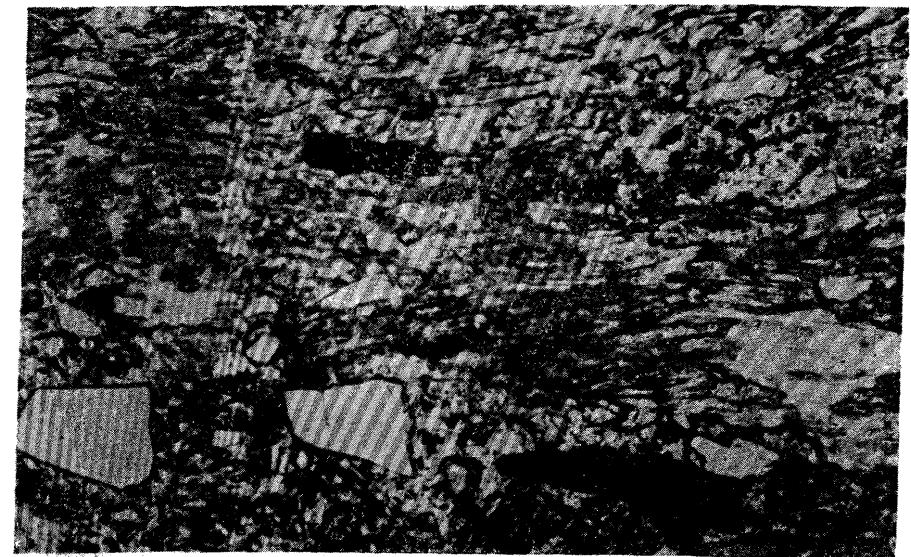


Figura 9. Matriz de riolita tipo "B" con pedazos de pómez.





Figura 10. Bando de flujo vertical de derrame en Las Adjuntas. Roca riolítica de derrame de lava, dos kilómetros al norte de Las Adjuntas.



Figura 11. Franja horizontal contorsionada de derrame en el kilómetro 123. Nótese xenolitos de tobas más antiguas.

el enfriamiento y está controlado por los siguientes factores: a) Composición química del derrame y de la toba. b) Composición química de los volátiles accesorios. c) Relación de enfriamiento. d) Temperatura de devitrificación. e) Identidad de los minerales formados y f) Relaciones de estabilidad de estos minerales (Ross y Smith, 1961, página 44). Los productos de la devitrificación son comúnmente intercrecimientos de grano fino de cristobalita y sanidina. Después del enfriamiento inicial la devitrificación continúa comúnmente, en especial en regiones de manantiales calientes y en donde existe actividad fumarólica y solfatárica (Williams et. al., 1954). Stirling (1969) reporta bolas de devitrificación mayores de 3 metros en diámetro, provenientes de la Sierra de Ameca, cerca de 80 kilómetros al oeste de Guadalajara, México. Estas esferas se formaron en tobas de derrame con cenizas, a partir de la cristalización, la cual dio comienzo primero con los núcleos de las partículas simples de vidrio. Los gases liberados a partir del vidrio se movieron hacia afuera en todas direcciones, promoviendo la cristalización de las partículas de vidrio adyacentes, dando lugar a la producción de esferas. A medida que el enfriamiento era más rápido en la cima y en la base del derrame, las esferas no coalecieron y por lo tanto retuvieron su identidad. Subsecuentemente el intemperismo más rápido del vidrio inestable, no devitrificado, expuso a las esferas de devitrificación con dos metros de diámetro en promedio, las cuales exhiben casi una esfericidad perfecta.

Williams et. al. (1954) describió tres tipos de rocas hidratadas vítreas del tipo de derrame riolítico. La obsidiana, caracterizada por un lustre vítreo y una fractura excelente concoidal, contiene menos del 1% de agua. La perlita se reporta que contiene un poco más de agua (de 2 a 3%) y está caracterizada por fracturas de enfriamiento de forma curva, y algunas veces de encogimiento concéntrico. La "Pitchstone" contiene hasta 10% de agua y se distingue por un lustre opaco resinoso. Enjambres de cristales embrionarios (cristalitos) aparecen a menudo en los tres vidrios (Turner y Verhooogen, 1951). Los planos vítreos encontrados dentro de la roca de derrame riolítico en Las Adjuntas, contienen una estructura perlítica excelente (fracturas por enfriamiento concéntricas) y se interpreta como perlitas. A medida que los magmas más silíceos erupcionan a temperaturas entre 600 y 850 grados centígrados y contienen poca agua en solución (Williams et. al., 1954), el agua que se les encuentra debe ser tomada del medio ambiente de los alrededores, a fin de que ocurra la hidratación.

Una de las fuentes de esta agua es por absorción de los sedimentos húmedos o lagos y mares. Otra es el agua que desprenden las porciones de lava por un lento enfriamiento holocristalino. La geometría en forma de lente, entremezclada y discontinua de las perlitas en la roca riolítica de derrame

de lava en Las Adjuntas, sugiere que el agua para hidratación se obtuvo de más fracciones cristalinas de lava.

Suponiendo que tal bandeamiento vertical de flujo en este lugar está íntimamente asociado con un respiradero, la fuente mayor de roca riolítica de derrame de lava de Las Adjuntas parece ser una área situada a 3 o 4 metros al norte de Las Adjuntas. El emplazamiento tuvo lugar cerca o bien en la superficie, tal y como queda evidenciado por la abundancia de vidrios y la textura en general de grano fino. La estructura vesicular está presente en algunas localidades y se cree que indica desprendimiento rápido de agua del magma, con ascenso y extrusión. La extrusión o intrusión somera de la roca riolítica en derrame de Las Adjuntas, tuvo lugar no solamente como un simple evento, sino como una serie de pulsaciones cronológica e íntimamente relacionadas. Las texturas que difieren entre las pulsaciones se cree que están relacionadas con la proporción de enfriamiento y concentración de componentes volátiles, y no procede en profundidades significativamente diferentes de emplazamiento.

La riolita de Las Adjuntas así como el lahar asociado (que se discute en una sección posterior) podría posiblemente indicar un resurgimiento dentro de un origen volcánico, pero los depósitos subsecuentes han opacado a eventos anteriores o primarios.

#### *Aglomerado Pirámide*

El aglomerado Pirámide se encuentra en el rincón suroeste de topografía rugosa en la Faja del Salto, y fue únicamente estudiado de una manera breve después de su descubrimiento ya al final de los trabajos de campo. Las relaciones de edad entre el conglomerado Pirámide y otras unidades de la Faja del Salto, no se conocen. Abundantes fragmentos líticos grandes (de 2 a 5 centímetros) forman los aspectos más notables internos en el aglomerado Pirámide. La única muestra (SR) que fue colectada de esa unidad se tomó 70 metros abajo de la cima de la unidad. La muestra de mano es una toba grisácea, anaranjada-rosada, lítica-vítrica soldada con una textura caótica. Fragmentos líticos que van del tono semigris al rojizo negruzco, y fragmentos rosa-grisáceos, aplanados, de tobas más antiguas (de 3 milímetros a 3 centímetros de longitud) son característicos de la unidad.

No se encontró un paso seguro a la base del aglomerado Pirámide y el espesor de la unidad puede tomarse únicamente como aproximado entre 200 y 300 metros.

La topografía del conglomerado Pirámide es rugosa y comúnmente se encuentran caras de cantil de 100 metros. Crestones impresionantes en forma

de cuchilla que se orientan burdamente hacia el norte y el este caracterizan los modelos de erosión dentro de la unidad.

La textura caótica del aglomerado Pirámide y la cercanía a una zona sospechosa de fracturas radiales (5 kilómetros al suroeste), sugiere que fue emplazado cerca del área que le dio origen. El sistema o modelo de los emplazamientos en forma de tapón de la unidad, puede en verdad indicar que el aglomerado Pirámide mismo fue depositado en una zona de escape. No se ha determinado todavía si el Aglomerado Pirámide está relacionado con las ignimbritas que quedaron emplazadas antes o bien después de la depositación de la riolita Las Adjuntas.

#### *Toba Galindo*

La toba más inferior que se muestra en la figura 2, está más allá de los límites de nuestra fotografía aérea y se localiza solamente de un modo aproximado en el mapa. Esta unidad se observó en la espectacular Quebrada Galindo, 12 kilómetros al sureste del Salto, y se referirá a ella informalmente como La Toba Galindo. Un nombre más apropiado pudiera haber sido el de Toba Galindo soldada o bien, Ignimbrita Galindo, pero en virtud de que únicamente la superficie de la cima de la unidad fue estudiada, se usará la terminología más general. La Quebrada Galindo apunta por corta distancia al sur del kilómetro 94, se orienta al sur-suroeste, tiene 700 metros de profundidad al oriente de Marineros y se profundiza hacia el sur. En virtud de que muchas unidades quedan expuestas excelentemente a lo largo de la Quebrada Galindo, el estudio de las fotografías aéreas para esta zona ayudan enormemente para correlación e interpretación.

Aunque es la más notable de las unidades de la faja del Salto, La Toba Galindo fue estudiada poco, debido a su inaccesibilidad. Después de un descenso de 500 metros a partir del ejido Marineros, se llega a la Toba Galindo. El descenso posterior es imposible, a menos que uno sea especialmente aficionado a caminar hacia abajo por caras de cantiles verticales, o bien, a menos que se cuente con suficiente cuerda con extensión de 170 metros. Se reporta que el acceso más fácil es a pie, cierta distancia al sur, pero dicha ruta no se encontró.

El aspecto más característico de la Toba Galindo es la presencia de soberbias juntas de enfriamiento columnares verticales, en los cuatro quintos superiores de su afloramiento. Estas juntas son muy diferentes; promedian de dos a tres metros de diámetro y localmente se distribuyen en enjambres semirradiales. El junteo vertical se extiende cerca de 140 metros hacia abajo, en tanto que los cuarenta metros más inferiores del afloramiento están



Figura 12. Porción superior de la toba Galindo.

estratificados horizontalmente. La porción superior junteada verticalmente, de la Toba Galindo, queda mostrada en la figura 12. Waitt (1970) describió en detalle el junteo columnar en su unidad "Candlepin", pero las columnas son mucho más grandes y no formadas tan perfectamente como aquellas de la Toba Galindo. El estudio en lámina delgada de una muestra colectada de la cima extrema en la Toba Galindo, revela que esta sección de la unidad es una toba vítrica. Los fenocristales, todos ellos de menos de 1.0 milímetros de diámetro, comprenden menos del 8% de la roca. La mayor parte de estos cristales son sanidino, pero también están presentes la plagioclase gemelada, la mica oscura y los minerales opacos. Los fragmentos líticos se encuentran únicamente de 1 a 2% en volumen y la matriz está

compuesta de chardas devitrificadas, así como de ceniza. La mayoría de las chardas son de 0.1 a 0.2 milímetros de longitud, aunque algunas chardas manchadas de hierro alcanzan 0.8 milímetros de longitud. Las chardas se hallan aquí ligeramente deformadas y soldadas, pero sin duda la fusión aumenta hacia abajo en la unidad, pudiéndose predecir la presencia de vitrófero basal de una manera significativa.

La Toba Galindo parece que fue emplazada a partir de una erupción única de nubes ardientes, la cual fue de gran magnitud. La presencia de tal sistema de juntas de enfriamiento perfectamente formadas, indican un enfriamiento de la unidad antes de que fuera cubierta por tobas más jóvenes. Un periodo sustancial de erosión siguió probablemente al emplazamiento de la Toba Galindo. La evidencia primaria por la erosión extensiva consiste en la ausencia de una zona gruesa pobremente soldada que se localiza normalmente sobre una zona soldada, con juntas columnares. La Toba Cañón superyace a la Toba Galindo. La Toba Galindo puede posiblemente haber sido una de las primeras riolitas depositadas sobre la cima de la andesita erosionada. Si esto fue así, el espesor de la Toba Galindo pudiera ser extremadamente variable y reflejar una superficie irregular de deposición. La discontinuidad de la unidad pudiera explicar porqué se observa tal toba diferente solo en una localidad en la Faja del Salto.

#### Toba Cañón

La unidad que aflora de una manera más extensiva en la Faja del Salto, está referida informalmente en este trabajo como La Toba Cañón. Este nombre imaginativo se escogió porque la Toba Cañón está comúnmente expuesta en las paredes del cañón, así como en su lecho. Un estudio posterior conducirá probablemente a la subdivisión de la Toba Cañón en dos unidades correlativas, con las unidades descritas por Córdoba y Waitt. Córdoba (1963) describió la formación del Río Chico, situada justamente al oriente de la Faja del Salto, formando un número de mantos bien estratificados de piroclásticos moderadamente suaves, teniendo un espesor total de por lo menos 150 metros. Waitt (1970, página 22) describió la unidad "Candlepin" como una ignimbrita vítrica identificada de una manera más fácil en el campo por estar constituida por pilares de 3 a 5 lados, de 4 a 7 metros de espesor. Estos pilares son prominentes en los 70 metros inferiores de los 150 metros de la toba y se cree que constituyen un fenómeno de enfriamiento. La parte superior del derrame no está tan bien soldada y las juntas de enfriamiento están ausentes. La unidad Candlepin probablemente se acuña hacia el lado occidental de la riolita Las Adjuntas (cerca de 125

kilómetros), (véase la figura 3), pero las interrupciones de los afloramientos profundos impide un conocimiento definido de las relaciones exactas. Al oriente del kilómetro 95 buenos afloramientos revelan la ausencia de junteo columnar en la Toba Cañón. O bien la unidad "Candlepin" ha cambiado su apariencia, como resultado de una distancia mayor a partir del origen occidental, o bien aquí proceden en su origen del este y se relacionan con la formación del Río Chico. Con toda probabilidad las tobas Cañón vinieron de ambas direcciones, en tanto que la riolita Las Adjuntas permaneció como una barrera parcial entre los dos orígenes.

*Edad.* De acuerdo con las medidas de potasio-argón en cristales de feldespato, McDowell (1973 comunicación personal), ha obtenido una edad de 23.2 millones de años para una muestra de la Toba Cañón. Por las mismas técnicas McDowell obtuvo 29.9 millones de años para la unidad de Waitt "Candlepin". Todavía no se dispone de edades isotópicas para la formación del Río Chico. Estratigráficamente la Toba Cañón se encuentra sobre la Toba Galindo (edad desconocida) y bajo la ignimbrita del Salto.

*Litología.* La Litología de la Toba Cañón es variable, pero muchas partes de la unidad son tobas de blanco a gris claro, no soldadas o moderadamente soldadas, vítricas a vítricas-líticas. En general, la soldadura aumenta hacia el occidente en tanto que los mantos líticos son más abundantes hacia el oriente. La muestra más intensamente soldada (W2) colectada a partir de MS 13 (sección medida número 13), está soldada de una manera moderada a intensa. Las chardas están mucho más aplanadas y exhiben una estructura de compacidad excelente alrededor de los fenocristales. Además, las chardas están oxidadas y han sido devitrificadas a cuarzo y feldespato, dando una estructura axiolítica. Las muestras W0 y W1 colectadas abajo de W2 están soldadas levemente y lo aplanado de las chardas es despreciable. Por lo tanto, el fenómeno de la soldadura parece ser controlado por condiciones muy locales.

Al oriente de Las Adjuntas no fueron documentados ejemplos de intensa soldadura, en la Toba Cañón. Las muestras colectadas justamente al norte del Salto (MS 7) son típicamente no soldadas, fragmentales, y aparecen como depositadas en fragmentos fríos. El estudio en lámina delgada (muestra B) revela una ausencia de chardas de vidrio. La roca se compone de cerca de 18% de cristales gastados y 6% de fragmentos de roca volcánica en su matriz de polvo y ceniza parcialmente devitrificada. Dentro de la matriz se encuentran fragmentos de pómez. Los fenocristales promedian 0.5 milímetros en tamaño y consisten principalmente de plagioclasa sódica,

cuarzo y sanidino con cantidades menores de hornblenda y biotita. Más al oriente la Toba Cañón está casi sin soldar y comúnmente muestra evidencia de un retrabajo extensivo. Las muestras colectadas a partir de MS 12 (cerca del kilómetro 90) muestra texturas sedimentarias excelentes y los mantos con guijarros grandes en la Toba Cañón en la localidad MS 6 (al oriente de Marineros) casi con seguridad indica redepositación fluvial. Se observa excelente estratificación cruzada (0.5 metros de amplitud) justamente al oeste del basalto Cruz de Piedra, al sur del kilómetro 86.

En la Sección oriental extrema poco estudiada de la Faja del Salto, la Toba Cañón no está soldada y comúnmente es rica en fragmentos de pómez hasta de 2 centímetros en longitud. También se observa en esta área mantos laháricos que contienen fragmentos de derrame riolítico bandeado hasta de 8 centímetros en longitud. Estos fragmentos de riolita son probablemente derivados de la riolita Llano Grande, pero las relaciones genéticas entre la Toba Cañón y la riolita no se conocen.

*Espesor.* El espesor mayor medido de la Toba Cañón alcanza más de 300 metros en MS 6. Un espesor mayor que éste probablemente existe en los rincones sureste y suroeste del área estudiada. Los afloramientos profundos sin embargo, raramente pueden observarse, y en los espesores comúnmente expuestos de la unidad su magnitud llega entre 30 y 100 metros. La topografía de la Toba Cañón es caracterizada normalmente por pendientes suaves y cantiles mal definidos, discontinuos. Solamente en el rincón nor-este del área existe una desviación marcada de este modelo. Aquí la unidad "Candlepin" junteada de Waitt es parte de la Toba Cañón y retiene cantiles diferenciados junteados columnarmente. En la figura 13 se observa la Toba Cañón, la cual tiene la unidad "Candlepin" junteada, y está cubierta por la ignimbrita el Salto. La pendiente suave superior de la Toba Cañón es aquella que comúnmente se ve en la Faja del Salto.

*Aspectos Internos.* El aspecto interno más obvio en la Toba Cañón es la presencia abundante de tobas en forma de bolas. Dichas bolas o pelotas son de 3 a 15 centímetros en diámetro, siendo de lo más común en los 50 metros superiores de la unidad y están expuestas a lo largo de la carretera en varios afloramientos (kilómetro 110.5, kilómetro 94, kilómetro 90 y kilómetro 86.5). Estas bolas parece que son el resultado de una formación secundaria según la cual las soluciones han depositado sílice alrededor de un núcleo silíceo. Las bolas mayores se encuentran en el kilómetro 110 (MS 9), y son ligeramente diferentes de aquellas encontradas al oriente respecto al núcleo, en el sentido de que son con toda seguridad fragmentos de la riolita más



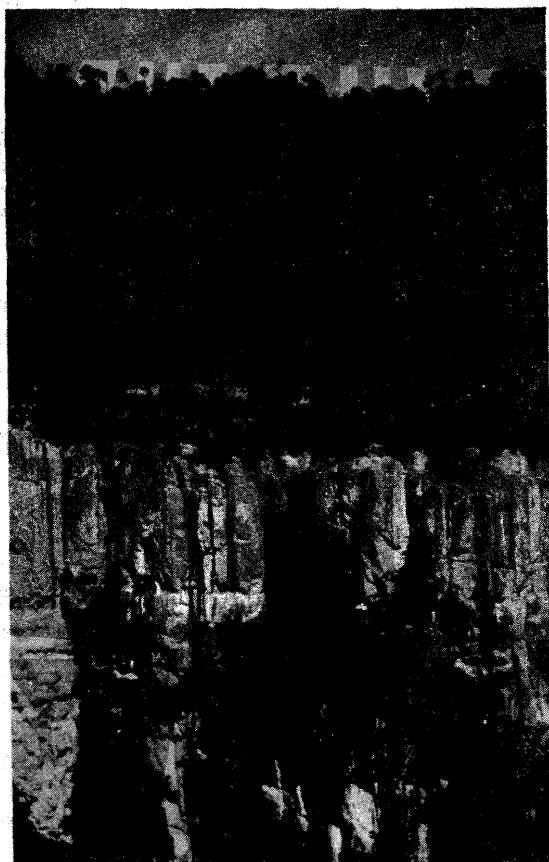


Figura 13. Toba Cañón cubierta por la ignimbrita El Salto.

antigua de Las Adjuntas, que ha sido depositada hacia el oriente. Los bloques anulares de la riolita y los fragmentos de pómez recristalizados de 7 centímetros de diámetro, aparecen como el centro de una cementación extra para dar un diámetro total de 15 centímetros. El estudio en láminas delgadas (Muestra WB) deja ver un núcleo de pómez recristalizado rodeado por fragmentos de pómez rotos, cristales gastados y ceniza. Ninguna soldadura es aparente y la litificación viene a estar relacionada con la cementación. Las bolas se disgregan rápidamente en una matriz de toba de pómez de color gris suave amarillento. En el sitio donde se concentran, las bolas pueden ocupar del 10 al 15% de la roca. La figura 14 muestra las bolas localizadas en el kilómetro 110.5.



Figura 14. Bolas con núcleo pumítico en la Toba Cañón.

Las bolas encontradas en MS 11 (al norte de La hacienda Coyotes, kilómetro 94) son más pequeñas (3 a 6 centímetros) y cuentan con una matriz más consolidada que aquellas del kilómetro 110.5. Algunos núcleos aparecen como pómez recristalizado, en tanto que otros parece que están compuestos completamente de calcedonia secundaria y de zeolita. La formación de estas bolas puede atribuirse a cualquier añadidura de sílice a partir de soluciones en las márgenes de un núcleo silíceo o de soldadura local alrededor de un núcleo caliente. Las bolas en el kilómetro 110.5 no pudieron haberse formado por soldadura, debido a que los fragmentos se desprendieron y trasladaron desde una unidad más antigua que la Toba Cañón. Las bolas en el kilómetro 90 y kilómetro 86.5 son similares a las encontradas en MS 11 (al norte del kilómetro 94) y donde se concentraron vinieron a constituir del 25 al 35% de la roca.

Otro aspecto interesante dentro de la Toba Cañón es el desgaste diferencial, resultado de la consolidación variante dentro de la toba y del cambio del suelo o derrame de agua en la superficie. Un ejemplo pintoresco de este desgaste aparece en la figura 15. La gran parte de las formas de desgaste "tepee" son más pequeñas (cerca de 2 metros de altura y tres metros de ancho), que las que se ilustran en la figura 15.



Figura 15. Aspecto de los efectos de la erosión sobre la Toba Cañón.

**Génesis y origen.** Como previamente se estableció, la génesis de la Toba Cañón es compleja y resuelve el problema sólo parcialmente. En la actualidad, dos áreas de origen diferentes se postulan para la unidad. La porción occidental de la Toba Cañón se depositó en calidad de tobas de derrame de ceniza, y se compone principalmente de la Unidad Candlepin de Waitt. Aún no ha sido determinada un área exacta de origen para la unidad "Candlepin", pero todas las evidencias de que se disponen apuntan hacia un origen localizado a alguna distancia (20 a 40 kilómetros) al oeste, noroeste o surcote de la Franja del Salto. El origen de la parte de la Toba Cañón depositada hacia el este, se debe primordialmente a la acción del aire, y se piensa que es correlativa con la formación del Río Chico propuesta por Córdoba. El área de origen para esta porción de la Toba Cañón está posiblemente cerca del Río Chico, en una zona caracterizada por muchas fallas, extrusión de riolita e intrusión de un dique máfico. Los depósitos de ambas fuentes se efectuaron aproximadamente al mismo tiempo, con interrupciones que ocurrieron cerca de la riolita Las Adjuntas. (Véase figura 20.)

#### *Ignimbrita El Salto*

La unidad del mapa más ampliamente extendida es la ignimbrita del

Salto, la cual está expuesta en toda la franja, exceptuando los límites más orientales. El estéticamente agradable pueblo El Salto, está erigido a lo largo de esta unidad de roca. Excelentes afloramientos se ven en el arroyo del Salto, precisamente al norte del pueblo. Un afloramiento bastante distintivo se localiza a 30 metros al norte del club de Héctor Lafago en la zona roja (el sitio más elegante de la vida nocturna del Salto).

**Edad.** No obstante que la edad de la ignimbrita del Salto aún no se ha determinado, la Toba Cañón que yace abajo cuenta con una edad basada en cálculos K-Ar de 23.2 millones de años; las ignimbritas superyacentes tienen una edad K-Ar de 23.7 millones de años (McDowell, 1973, comunicación personal). A pesar de que las dos edades son las mismas dentro del error experimental, es evidente que la parte superior de la Toba Cañón, de la ignimbrita El Salto y las ignimbritas de meseta fueron todas empla-

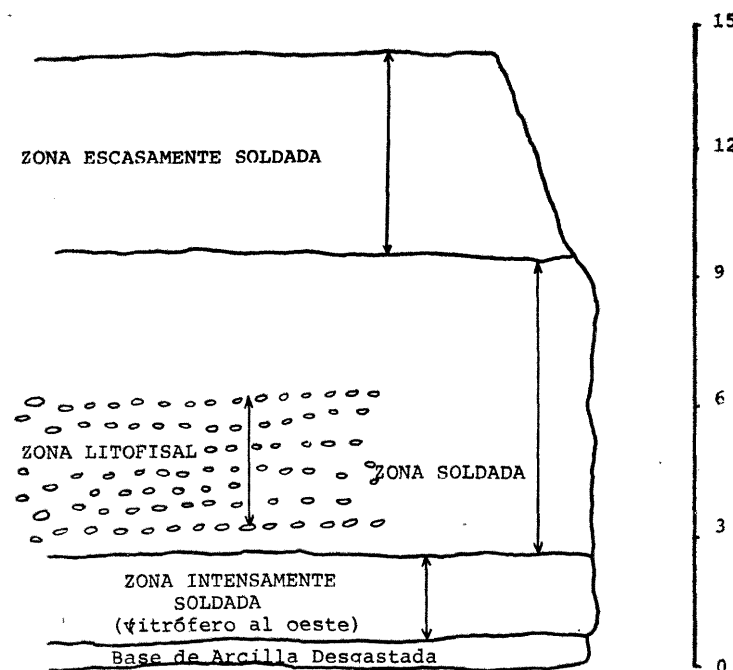


Figura 16. -- Diagrama que muestra la Ignimbrita "El Salto", y sus zonas individuales.

zadas en un corto periodo de tiempo hace aproximadamente 23 millones de años.

**Litología.** La ignimbrita El Salto es una toba de color rojo pálido a rojizo café obscuro, escasa e intensamente soldada, comúnmente litofisal, en algunas partes eutaxítica, vítrica a cristal-vítrica. La unidad, sin embargo, puede dividirse en varias zonas distintas según se ilustra en la figura 16.

La base es una zona de 0.5 a 2 metros de espesor, de color rojo pálido a manera de arcilla, por lo general marcada por el paso del agua. Esta zona arcillosa probablemente representa al primer material, el cual, después del emplazamiento, se enfrió inmediatamente y sin soldarse. La base de la ignimbrita El Salto e ignimbritas similares, frecuentemente pueden ser localizadas por la presencia de pequeños manantiales.

Por encima de la base de arcilla existe una soldadura extensa, en porciones vitróferas, de tobas vítricas a vítricas de cristal. El vitrófero, en los lugares en que se exhibe, es una toba eutaxítica de cristal vítrico intensamente soldada, de uno a dos metros de espesor, de color rojizo café obscuro a negro ligero. Los cristales de 0.5 a 5 milímetros en longitud constituyen del 10 al 20% de la roca, y los fragmentos de roca de 1 a 5 milímetros, forman otro 5 a 8%. Los fenocristales son predominantemente plagioclasa sódica por lo común rodeada de fragmentos subhedrales a euhedrales. Pequeñas cantidades de sanidino y minerales opacos dispersos están presentes en todas las láminas delgadas. Huellas de clinopiroxena y ortopiroxena como fenocristales se observan en la gran mayoría de estas secciones delgadas. La hornblenda y la biotita es raro que se encuentren. La matriz del vitrófero contiene chardas de vidrio oxidadas, intensamente soldadas de 0.3 a 3 milímetros de longitud (promedio de longitud 0.5 milímetros). Las chardas, originalmente de tres cúspides, han sido alineadas y aplanadas, y han sufrido deformación en donde entran en contacto con los fenocristales y los fragmentos líticos. La figura 17 muestra la textura típica de la charda en el vitrófero de la ignimbrita El Salto. Los mantos vitróferos, típicamente, tienen un porcentaje más alto de cristales que algunas otras porciones de ignimbritas. Esto probablemente es el resultado de una o más combinaciones de los siguientes puntos: 1) Intercepción con las porciones ricas en cristales del magma durante la erupción inicial de nubes ardientes. 2) Asentamiento de fenocristales durante el derrame superficial de las nubes ardientes y 3) Concentración de fenocristales debido a soldadura intensa o consolidación de la matriz de la charda.

Como antes se indicó, el vitrófero en la ignimbrita del Salto no es continuo. Esta discontinuidad se debe tanto a las condiciones durante la formación como por el desgaste diferencial de la toba. Factores tales como el

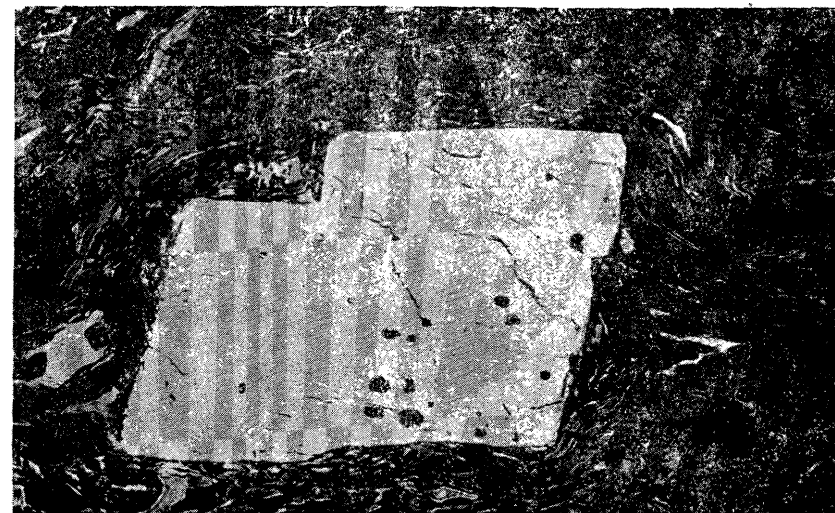


Figura 17. Fenocristal de plagioclasa sódica en la ignimbrita El Salto.

espesor total de la ignimbrita, porcentaje de depósito y la distancia a que queda del origen, afectan a la formación de un vitrófero. El agua que se filtra a lo largo de la base de la ignimbrita El Salto rápidamente ataca al vitrófero intermitente. El vitrófero es generalmente más persistente al oeste del Salto, pero localmente está bien desarrollada hacia el este, hasta Llano Grande. Uno de los mejores afloramientos del vitrófero de la ignimbrita El Salto está localizado en el lado sur de la carretera 40, cerca de 150 metros al oriente de la entrada a Lechería (kilómetro 110.5). El vitrófero constituye el borde duro inferior expuesto en el corte del camino (cerca de 4 metros arriba del nivel del camino), siendo una zona muy distintiva de la ignimbrita El Salto. Un echado de 2 a 4 grados hacia el este puede observarse en este afloramiento. Se trata de una depresión original que probablemente representa la vertiente por la cual el derrame de ceniza viajó a fin de coronar la altura topográfica más antigua de la riolita Las Adjuntas. El traslado rápido del derrame de ceniza hacia abajo de esta vertiente y la veloz disipación de calor a través de un espesor más pequeño del encapote (el espesor total de la ignimbrita El Salto es mucho más delgado en el declive que en los lugares en donde la altitud es casi horizontal) favoreció aparentemente al crecimiento del vitrófero.

En otras localidades el vitrófero no es de color tan obscuro; y lentes negros de pómez aplanado con 5 centímetros de longitud, producen excelente estructura piperno. (Ross y Smith, 1961, fig. 1).

Por encima del vitrófero (o directamente arriba de la base arcillosa en que el vitrófero está ausente), yacen tobas vítricas de 3 a 30 metros de espesor, de color rojo pálido o rojizo café pálido, por lo común litofisales, en lugares eutaxíticos, soldadas o intensamente soldadas. Los aspectos más característicos de esta zona son, a lo lejos, las cavidades litofisales que pueden ser de  $3 \times 7 \times 25$  centímetros cúbicos. Estas cavidades amplias, sin embargo, no son comunes, siendo más abundantes las cavidades de 5 a 8 milímetros de diámetro. Los fenocristales en esta zona litofisal son idénticos a aquellos del vitrófero, pero en la zona litofisal ellos constituyen sólo del 8 al 10% de la roca. Fragmentos líticos también disminuyen del 5 al 8% en el vitrófero, a 1.3% en la zona litofisal. Las esferas de devitrificación de un rosa moderado de 3 a 5 milímetros en diámetro forman del 8 al 10% de la roca en algunos afloramientos.

La clase de chardas de 0.3 a 2.0 milímetros en longitud (promedio 0.5 milímetros) por lo común están oxidadas, y se clasifican de soldadas a intensamente soldadas. La devitrificación ha producido una textura axiolítica en algunas chardas. La formación de la textura axiolítica se debe a la cristalización de cristales muy pequeños de cuarzo y feldespato en los ángulos derechos de los límites de las chardas (figura 18).

Esferulitas se concentran en el tercio medio de la zona soldada de la ignimbrita El Salto. Esta porción de la ignimbrita es mucho más resistente a la erosión y comúnmente forma extensas superficies estructuralmente despejadas. Las cavidades litofisales se rellenaron con fibras de calcedonia conteniendo ribetes de ópalo. La deformación y la soldadura de las chardas aumentaron con el incremento en la concentración de la esferulita. La figura 19 contiene la fotografía de la ignimbrita El Salto, precisamente al norte de El Salto, en donde se ha erosionado el terreno para dar paso a la zona litofisal (esferulítica).

La zona superior de la ignimbrita El Salto es una toba de pómez vítrica a cristal-vítrica, presenta un color café claro rojizo a rojo pálido, de 5 a 10 metros, con soldadura que va desde lo moderado hasta sin soldar. Fragmentos multicolores de pómez de 5 centímetros de largo están parcialmente recrystalizados. Las chardas están fragmentadas pero poco deformadas, constituyendo solamente un bajo porcentaje de la roca. La matriz se compone principalmente de partículas de ceniza y polvo (menos de 4 milímetros). Los fenocristales que comprenden del 6 al 10% de la roca, son fragmentos de plagioclasa sódica, sanidino, cuarzo, metales opacos, clinopiroxena, ortopiroxena y amfibolita de 0.2 a 1.5 milímetros. La plagioclasa es el fenocristal más común; las piroxenas y la amfibolita raramente componen más del



Figura 18. Textura axiolítica en las chardas de vidrio de la ignimbrita El Salto. La extensión del espacio es 2.2 milímetros (nicols cruzados).

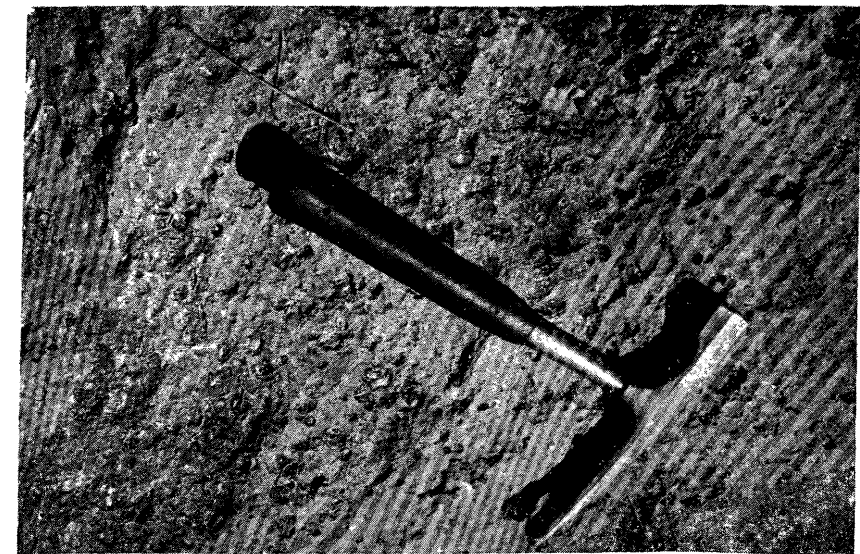


Figura 19. Cavidades litofisales en la ignimbrita El Salto, precisamente al norte de El Salto.



1% de la roca. En virtud de que la zona superior de la ignimbrita del Salto no es lo suficiente resistente, ha sido removida por la erosión en varias localidades.

**Espesor.** El espesor de la ignimbrita El Salto dentro del área del mapa varía de menos de 10 metros a cerca de 40 metros. En general, la unidad es más gruesa al oeste de la riolita Las Adjuntas y más delgada hacia el este en Llano Grande. Variaciones menores locales en cuanto al espesor reflejan irregularidades en la superficie subyacente de deposición. A pesar de que la base de la toba de derrame de ceniza concuerda con las irregularidades del paleodeclive, su límite superior es comúnmente una superficie casi horizontal. Las variaciones en el espesor de la ignimbrita El Salto se ilustran en la figura 20. Muy escaso relieve topográfico se manifiesta en esta unidad. Una superficie estructural despejada característicamente se exhibe en la cima de la fase litofisal de la ignimbrita fuertemente soldada.

**Aspectos internos.** Los aspectos internos más característicos observables en la ignimbrita El Salto son las cavidades litofisales. Esferas de devitrificación de distintos tonos de rosa y diámetro de 3 a 5 milímetros se encuentran únicamente dentro de la zona litofisal. Ninguna otra unidad en la Franja del Salto cuenta con esta única combinación de cavidades litofisales y esferas de devitrificación.

**Génesis y origen.** La ignimbrita del Salto fue casi con seguridad emplazada a partir de un solo derrame de ceniza originado por las nubes ardientes. En la ignimbrita del Salto están presentes muchos aspectos, los cuales Ross y Smith (1961) reportan como característicos de las tobas de derrame de ceniza. Estos aspectos incluyen: a) Geometría en forma de lente. b) Gran extensión del área. c) Barrera moderada. d) Escasa clasificación. e) Estratificación debido a varios grados de consolidación (soldadura). f) Chardas de vidrio soldadas y deformadas. g) Fragmentos de pómez. h) Fragmentos líticos extraños. i) Esferulitas. j) Devitrificación y fase de vapor de los minerales y k) Fenocristales (incluyendo la temperatura alta, presión baja y el mineral sanidino).

Una historia probable de la erupción y del emplazamiento de la ignimbrita El Salto, usando el modelo de Ross y Smith, es la siguiente:

1. Concentración de volátiles durante etapas tardías de una diferenciación magmática.
2. Ascenso del magma.
3. Erupción violenta y vesiculación del magma vítreo silíceo a medida que la presión desciende y los volátiles escapan. La erupción, sin embargo, no es lo suficientemente violenta para hacer que el magma

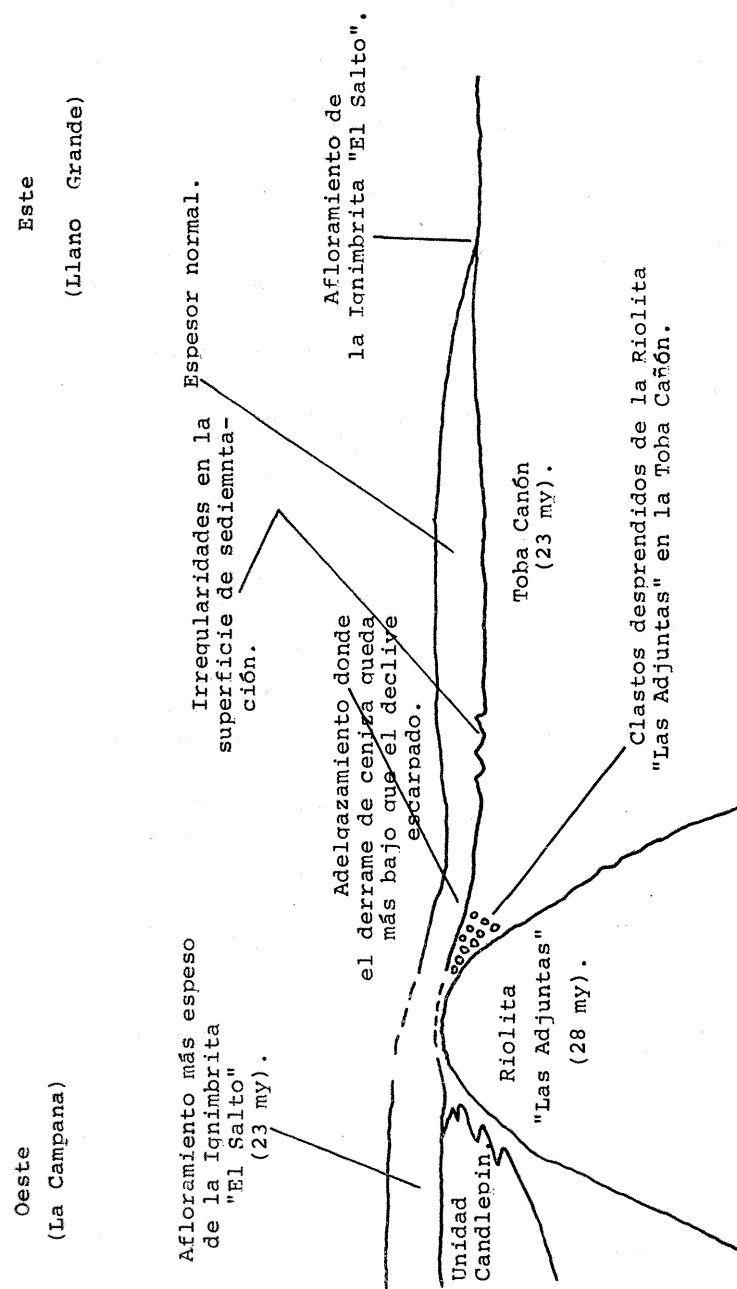


Figura 20.-- Diagrama mostrando cambios de espesor en la Ignimbrita "El Salto".

volara hasta el aire, y el derrame de ceniza retuvo algunas propiedades de los líquidos.

4. El transporte se realizó como un derrame caliente de densidad gaseosa (750 a 1000 grados centígrados), con velocidades de 100 a 160 kilómetros por hora. Alineamiento durante el derrame de chardas de vidrio de gran viscosidad.
5. Emplazamiento con su respectiva soldadura (650 a 700 grados centígrados) de chardas. Formación de esferulitas en una zona vítrea no porosa debido a la presencia de volátiles atrapados. Estas cavidades originalmente esféricas en la ignimbrita El Salto fueron prolongadas por la consolidación y/o derrame.
6. Mineralización de la fase de vapor, especialmente bien desarrollado en fragmentos porosos de pómez.
7. Devitrificación de chardas de vidrio produciendo abundante estructura axiolítica y esferulitas menos comunes. Los productos de la devitrificación aparentemente son el cuarzo y el feldespato.

Se postula como origen de la ignimbrita El Salto, una fuente situada a alguna distancia hacia el oeste de la Franja El Salto. Un adelgazamiento y el incremento en la soldadura de la ignimbrita El Salto (y también las ignimbritas de La Meseta) hacia el oeste, es la evidencia principal para formular esta hipótesis. La ignimbrita de Meseta es muy parecida a la ignimbrita El Salto, y ellas probablemente surgieron de la misma área de origen. Esta área de origen es bastante comparable con un complejo grande de calderas, conteniendo varias fisuras de ventilación.

Tentativamente la ignimbrita El Salto ha sido correlacionada con la Unidad F-3 de Waitt del área de la Barranca. Esta correlación está basada primariamente en semejanzas en el terreno, especialmente por la presencia de una zona litofisal diferente tanto en la ignimbrita El Salto como en la Unidad F-3 de Waitt. El intervalo "F" de Waitt contiene por lo menos nueve miembros de ignimbritas, de las cuales 6 son eutaxíticas y 3 son no foliadas (Waitt, 1970, página 35). No obstante que una unidad F más baja (F-2 ?) se observa en dos localidades cerca de la margen occidental de la Faja del Salto, no se considera una unidad práctica de mapeo. La ignimbrita del Salto aparentemente equivale a la Unidad de Barret D.

#### ***Ignimbrita de Meseta***

La unidad que se encuentra por lo común cubriendo la cima de las montañas de la Faja del Salto, son las ignimbritas de meseta. El mapeado en fotos aéreas involucra la división de la unidad en tres miembros: P1, P2 y

P3 (véase ilustración 2). Más de una toba de derrame de ceniza está localmente incluida en cada uno de los miembros individuales del mapa. Excelentes afloramientos de la ignimbrita de Meseta se ven a lo largo de la carretera 40, al oeste del Salto.

McDowell ha determinado una edad de 23.7 millones de años para el miembro P1 de las ignimbritas de Meseta (1972, comunicación personal), con mediciones de K-Ar en cristales de feldespato. El miembro P3 ha sido tentativamente correlacionado con la unidad F-6 de Waitt en el área de la Barranca, a la que McDowell estableció una edad de 23.4 millones de años. Estratigráficamente las ignimbritas de Meseta yacen sobre la ignimbrita El Salto y constituyen las unidades de toba silíceas más recientes de la Faja del Salto.

La litología de todos los miembros de las ignimbritas de Meseta es variable, desde tobas vítricas-líticas sin soldar y color gris claro, hasta las tobas vítricas de cristal soldadas café rojizo obscuro. Las características de la unidad en general son el espesor y el incremento de soldadura hacia el oeste.

**Miembro P1:** El miembro P1 es tal vez la unidad del mapa más variable en las ignimbritas de la Meseta. En MS 1, el miembro es de un espesor de cerca de 15 metros y su mitad más baja se caracteriza por la presencia de fragmentos multicolores de pómez (5 centímetros). Estos fragmentos de pómez dentro de la toba vítrea escasamente soldada y de color rosa grisáceo a gris muy claro, abarcan del 3 al 8% de la masa. Fenocristales, principalmente plagioclasa sódica y fragmentos líticos constituyen sólo del 2 al 3% de la roca. Por encima de esta zona suave está una toba vítrea rojiza naranja moderadamente soldada. En MS 4, diez kilómetros al oeste, el P1 es más potente (cerca de 25 metros) y se caracteriza por un vitrófero café obscuro en estrecho contacto con las tobas de pómez escasamente soldadas que yacen abajo. Doscientos metros al oeste del kilómetro 110, un pequeño canal fluvial corta la zona suave inferior del miembro P1 sin interceptar el vitrófero. El vitrófero, sin embargo, refleja la irregularidad en la paleotopografía de este sitio. Dos pulsaciones separadas de depósito de derrame de ceniza están aquí representadas en el miembro P1. El vitrófero P1 está excelentemente expuesto en el indicador del kilómetro 110 de la carretera, y se describe de mejor forma como una toba vítrea de cristal, intensamente soldada y de color negro con tonos café. Sobre el vitrófero se encuentra una zona vítrea rojo grisácea, misma que aumenta en dureza en la parte superior. Esta dureza anormal es probablemente el resultado de cementación silícea por la circulación de agua sobre la tierra. Por encima de la zona dura silicificada existen tres yacimientos de toba suave que probablemente representan pulsaciones de depositación menores.



**Miembro P2:** El miembro P2 de las ignimbritas de Meseta consiste principalmente en una toba de pómez, vítrica a cristal-vítrica, gris claro a rojo grisáceo, eutaxítica y soldada. La textura eutaxítica es el resultado del emplazamiento y alineamiento de los fragmentos líticos y de pómez. Los fragmentos de pómez desmoronados raramente son de 5 centímetros por 2 milímetros. Los fenocristales contenidos en este miembro, típico de la unidad entera, en un porcentaje del 2 al 15%, abarca a las concentraciones más altas que se encuentran en los yacimientos vitrofíricos. Los fenocristales varían en tamaño de 0.3 a 2.0 milímetros. Los fenocristales contienen aproximadamente la mineralogía siguiente: plagioclasa sódica gemelada 60 por ciento; feldespato no gemelado (sin incluir sanidino) diez por ciento; sanidino diez por ciento; minerales opacos cinco por ciento; clinopiroxena cinco por ciento; ortopiroxena tres por ciento; cuarzo tres por ciento; anfíbolita dos por ciento; biotita dos por ciento. Las chardas en el miembro P2 son de 0.1 milímetros a 1.0 milímetros de longitud y promedian 0.5 milímetros. La textura varía de sin soldar a intensamente soldada, y las chardas por lo común están oxidadas y devitrificadas. La zona en que se presenta la soldadura de la P2 es más gruesa y más eutaxítica hacia el oeste.

**Miembro P3:** El P3 según aparece en el mapa es la planicie superior que forma parte de las ignimbritas de Meseta. Las rocas en el miembro varían de tobas vítricas escasamente soldadas de color gris claro a tobas cristal-vítricas de pómez moderadamente soldadas y eutaxíticas de color rojo púrpura grisáceo. Este miembro, especialmente en la margen occidental de la Faja del Salto, se asemeja a la zona soldada no litofisal de la ignimbrita El Salto.

El espesor de las ignimbritas de Meseta varía de cerca de 10 metros al norte de Llano Grande a cerca de 90 metros al norte de La Campana. La unidad adelgaza hacia el este, conforme aumenta la lejanía de la presunta fuente de origen. La distancia del origen también afecta a la soldadura de una ignimbrita (Smith y Bailey, 1968).

Las márgenes distales de una toba de derrame de ceniza por lo común contiene una proporción más alta de material no soldado. Por esta razón, las ignimbritas son unidades más delgadas y más susceptibles a la erosión mientras más lejos se encuentren de su origen. El intemperismo diferencial, por la alteración de yacimientos de tobas soldadas y no soldadas, han desarrollado una topografía escalonada en la meseta de las ignimbritas. Las superficies estructurales despejadas localmente se originan en los yacimientos más resistentes.

Las ignimbritas de Meseta fueron depositadas por una serie de erupciones

de nubes ardientes a partir de un área probable de origen localizada al oeste de la Faja del Salto. Posiblemente la Meseta de ignimbritas surgió de las mismas áreas de escape que la ignimbrita de El Salto.

### *Riolita Llano Grande*

Una roca riolítica de derrame de lava, similar a la roca de derrame de lava en Las Adjuntas, aflora entre Llano Grande (25 kilómetros al este del Salto) y en la margen oriental de la Faja del Salto. Esta roca riolítica de derrame de lava en Llano Grande se correlaciona con la roca riolítica de derrame de lava mencionada por Waitt (1970, página 54) desde el área de Los Tepalcates, precisamente al este de la Faja del Salto.

No se han hecho determinaciones de edad K-Ar de la roca riolítica de derrame de lava de Llano Grande, pero relaciones en el terreno sugieren que tiene menos de 23 millones de años. La riolita aparentemente fue emplazada sobre una superficie erosionada de 23.4 millones de años de la Toba Cañón (Waitt, 1970, página 54). Guijarros de obsidiana que se piensa son derivados de la riolita del Llano Grande se encuentran yaciendo sobre las ignimbritas de Meseta. La riolita probablemente fue extrusionada sobre una superficie erosionada que intersecta tanto a la Toba Cañón como a las más recientes ignimbritas de Meseta.

La roca riolítica de derrame de lava de Llano Grande también, en otros casos, se caracteriza comúnmente por una textura muy vidriosa y fuertemente retorcida. Los microlitos de cuarzo, feldespato no gemelado, biotita, muscovita y minerales opacos alineados con estructura de derrame, son abundantes. Los cristales más grandes que se observan son fibras de calcedonia de 0.1 milímetros de largo. Estos cristales ocupan los espacios porosos y por lo común están rodeados por un ribete de ópalo. En el campo, la roca riolítica de derrame de lava Llano Grande es fácilmente identificada por una característica franja de derrame intensamente torcida, así como por abundantes esferas de devitrificación (1.0 a 10 centímetros de diámetro), mantos de perlita y ocurrencias de pómez. Los afloramientos más potentes del derrame riolítico de Llano Grande se localizan dos kilómetros al sur del kilómetro 72 en el cañón que cuenta con un flujo de derrame hacia el sur. Cerca de una pintoresca cascada, esta riolita junteada, distintiva, tiene por lo menos 150 metros de espesor. La roca riolítica de derrame de lava en Llano Grande, así como su contraparte occidental más antigua, parece que se deriva de un origen local, es decir, de un domo central riolítico con mantos anulares de derrame que en porciones delgadas apuntan hacia varias direcciones.

La expresión topográfica de la roca riolítica de derrame de lava de Llano Grande es de un domo sumergido, más claramente observable desde el sur. El relieve máximo dentro de la riolita es de cerca de 150 metros. El junteo columnar vertical por enfriamiento, bastante notable, está bien expuesto en los cañones profundos, siendo las columnas individuales de dos metros de ancho. Los aspectos internos del derrame riolítico de Llano Grande son similares a los que se encuentran en la roca riolítica Las Adjuntas. Estas incluyen bandeamiento por flujo, devitrificación macroscópica y estructura perlítica. La perlita y las esferas de devitrificación, sin embargo, son más comunes en la riolita de Llano Grande. La perlita es suficientemente extensa localmente para haber sido extraída cantera y las esferas de devitrificación por lo común componen un porcentaje significativo de exposiciones según se ilustra en la figura 21. Estas bolas de devitrificación y su matriz vítrea han sido analizadas químicamente por Karl Hoops de la Universidad de Texas en Austin; los resultados se muestran en la tabla 1 (vueltas a calcular con minerales normativos).

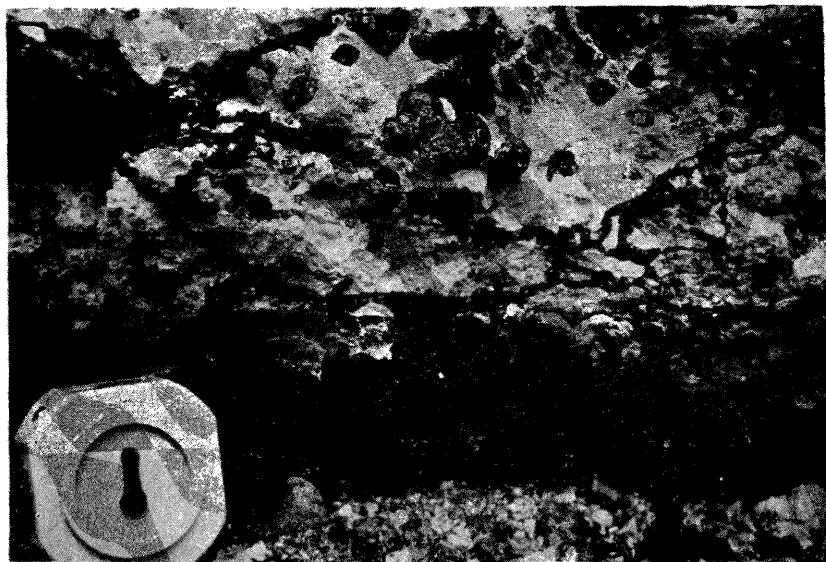


Figura 21. Bolas de devitrificación y perlita en la riolita Llano Grande en la cantera cerca del kilómetro 67.

TABLA 1

ANÁLISIS DE LAS BOLAS DE DEVITRIFICACIÓN DE LA ROCA RIOLÍTICA DE DERRAME DE LAVA DE LLANO GRANDE, EN EL KILÓMETRO 67, SEGÚN WAITT, 1970, TABLA 3

| Mineral                | Matriz vítrea | Bolas |
|------------------------|---------------|-------|
| Feldespatos de Potasio | 73.5%         | 29.0% |
| Albita                 | 19.9%         | 65.0% |
| Anortita               | 6.6%          | 6.0%  |

| Nombre de la roca                     |                         | riolita                 |  |
|---------------------------------------|-------------------------|-------------------------|--|
| Total Fe como $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 1.20 por ciento en peso | 1.23 por ciento en peso |  |
| MnO                                   | 0.05                    | 0.05                    |  |
| MgO                                   | 0.22                    | 0.10                    |  |
| CaO                                   | 0.68                    | 0.72                    |  |
| $\text{Na}_2\text{O}$                 | 1.34                    | 4.51                    |  |
| $\text{K}_2\text{O}$                  | 6.83                    | 2.94                    |  |

La textura vítrea predominante de la riolita y la presencia tanto de pómez como de obsidiana, sugiere que la manera de emplazamiento fue por extrusión, o por intrusión muy ligera o poco profunda.

#### Lahares de Las Adjuntas y Llano Grande

Los lahares son derrames de detritos ricos en arcilla y lodo asociados exclusivamente con terrenos volcánicos. Los lahares pueden originarse de las tres formas siguientes: 1) Como resultado directo e inmediato de la erupción; esto es, un lago de un cráter habiendo sido expulsado por la fuerza durante la erupción, comúnmente moviliza grandes cantidades de detritos volcánicos. 2) Relacionados indirectamente u ocurriendo un poco después de la erupción; esto es, lluvia de lahares movilizados por virtud de la precipitación, la cual puede acompañar al vulcanismo. 3) No relacionados con el vulcanismo contemporáneo; esto es, la fusión normal en primavera de las nieves puede movilizar detritos volcánicos (Crandell, 1971).

En virtud de que los lahares tienen aspectos en común con la tilita, así como con algunos depósitos fluviales, el coluvión, los deslizamientos de tierra y los derrames de ceniza, su identificación debe a menudo estar basada en una combinación de aspectos. El rasgo más característico es la ausencia de estratificación interna; los lahares adolecen o carecen de estratificación

interna debido a que se movieron y reposaron como unidades de flujo en forma de masa única. En virtud de similitudes genéticas los derrames de cenizas son quizás más fácilmente confundidos por lahares. Los lahares, sin embargo, típicamente carecen de clasificación, son más heterogéneos y contienen un porcentaje más alto de piedras grandes y guijarros. Adicionalmente, aunque los lahares pueden ser emplazados en estado caliente, rara vez muestran los efectos de duración del calor, tales como la devitrificación, la cristalización en la fase de vapor, la fusión o compactación. En casos raros el alineamiento del remanente magnético puede prevalecer por virtud del enfriamiento de lahares calientes (Crandell, 1971, página 5).

Los lahares se encuentran dentro de la Faja del Salto en asociación con las rocas de derrame lávico de riolitas, tanto de Las Adjuntas como de Llano Grande. Los afloramientos son discontinuos pero están más concentrados en los flancos de las riolitas. El espesor puede llegar hasta 30 metros, promediando cerca de 10. La erosión ha removido sin duda muchos de los lahares y los que permanecen quedan atrapados en las cuencas entre los altos riolíticos. Los lahares se desprenden de las rocas de derrame lávico riolítico; algunos tienen un echado hasta de 30 grados. Litológicamente los lahares son brechas no clasificadas con fragmentos que varían de 1 milímetro hasta más de dos metros en diámetro. Estos fragmentos de roca de derrame lávico de riolita así como de toba, están dentro de una matriz de lodo rojo claro. La estratificación general no es perceptible. Dentro de la unidad, sin embargo, existen arcillolitas sedimentarias discontinuas delgadas (2 a 5 milímetros) ocasionales. Estos mantos se cree que han sido depositados cuando el exceso de agua fue expulsado fuera del lahar a medida que se movía. Estos estratos frágiles dan cuenta o explican la habilidad erosional muy débil del lahar. Un lahar semiconsolidado sobre un manto de hojas, reportado por Crandell (1971), es evidencia posterior de que algunos lahares no tienen poder de erosión. Se sugiere un flujo laminar más que turbulento. Una vez que el frente de un lahar ha pasado un punto determinado, el material inmediatamente arriba de la base de ese punto llega a estar sin movimiento o casi sin movimiento, aun cuando continúe el movimiento en la masa principal a horizontales más altos (Crandell, 1971).

En tanto que el origen exacto de los lahares de la Faja del Salto no ha sido aun determinada, la ausencia de evidencia de eventos caóticos después de la extrusión de las rocas de derrame lávico de riolita sugieren que la movilización de los lahares no estaba directamente relacionada con la actividad volcánica.

Un afloramiento típico de lahar se muestra en la figura 22.

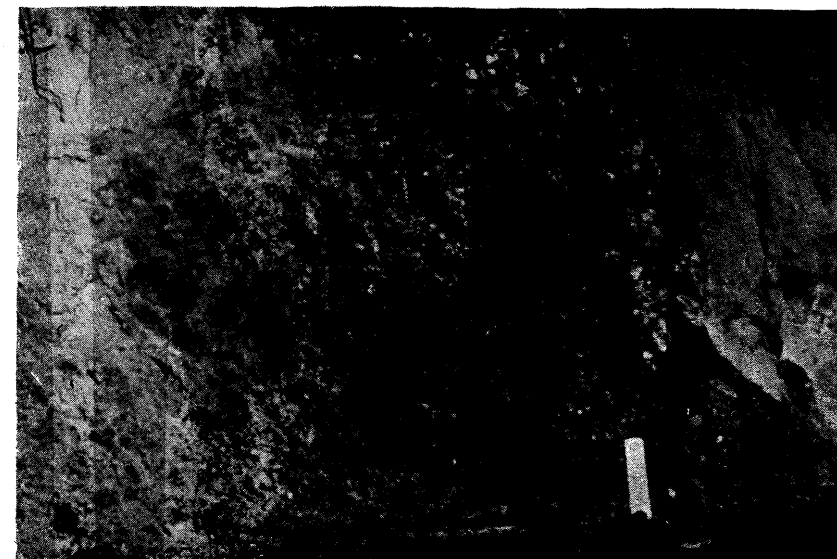


Figura 22. Lahar Las Adjuntas en el kilómetro 121. Nótese la escala de acuerdo con la estatura de la persona presente.

#### *Basalto Cruz de Piedra*

El afloramiento más amplio de basalto en la Faja del Salto está centrado cerca de la población Cruz de Piedra (al norte del kilómetro 84 de la Carretera 40). Este tapón grande es claramente posterior a las tobas y puede observarse que ladea y falla las tobas más antiguas al sureste del kilómetro 86. Litológicamente el basalto Cruz de Piedra varía mucho de acuerdo con la localización en la unidad. En la superficie, el basalto es comúnmente muy vesiculoso y se caracteriza por un color anaranjado, rojizo, oxidado. Las vesículas están llenas de zeolitas, cuarzo, y raramente con cristales de calcita cuando más de 1.0 milímetros de largo. También se encuentran en las márgenes del basalto brechas silicificadas que fueron formadas a medida que el basalto irrumpió a través de las tobas riolíticas más antiguas. En algunas de estas brechas la matriz silícica se ha devitrificado de una manera esférica e incipiente. Más profundamente, en la unidad, la vesicularidad desaparece y la roca consiste de un basalto gris oscuro de olivino. El 3 por ciento de la roca está hecha de cristales de 1 milímetro de olivino alterado a idingsita y de cristales de 0.7 milímetros de feldespato. El examen al microscopio muestra una pasta manchada con oxidaciones de fierro, compuesta predo-

minantemente de cristales en forma de tabique aplanado de plagioclasa cálcica, cuya longitud va de 0.2 a 0.3 milímetros. Está también presente una pequeña cantidad de augita y de minerales opacos.

Topográficamente el basalto Cruz de Piedra forma un alto pronunciado debido a la erosión profunda de las tobas suaves a lo largo de la periferia. Un kilómetro al norte del kilómetro 83 se encuentra un cono más pequeño en la cima del domo mayor. Aquí la roca es extremadamente vesicular y la morfología del afloramiento semeja notablemente a un cono cinerítico. El relieve de este cono es de cerca de 150 metros y 2 o 3 diques se extienden radialmente a partir de su base. El espesor total del basalto es por lo menos de 200 metros como puede verse al sureste del kilómetro 86. Hacia el oriente y rumbo a Llano Grande, sin embargo, el espesor decrece a 15 metros a medida que se avanza a partir del tapón principal a los basaltos depositados horizontalmente. Waitt (1970) describe derrames de basalto estratificados similares cerca de 10 kilómetros al oriente y, Córdoba (1963) estudió basaltos similares en el sur. Todos los basaltos reportados en y cerca de la zona del Salto son posteriores a las rocas riolíticas y representan un modo notablemente diferente de emplazamiento.

#### *Otros Basaltos*

En otras tres localidades de la Faja del Salto se encontraron basaltos, los cuales son las rocas más jóvenes del área. En el kilómetro 115 la carretera pasa a través de un cono sinerítico expuesto de manera excelente. El cono se anida en un valle joven en las tobas riolíticas y se creyó que era de edad del Holoceno según Waitt (1930). Bombas con estrías, de 0.5 metros en diámetro pueden encontrarse a lo largo de muchos kilómetros al este y al oeste del cono, a lo largo de la carretera, durante el comienzo del estudio se creyó que este pequeño cono debe haber tenido en verdad erupciones potentes. El trabajo de estudio de campo, sin embargo, reveló, que el cono había sido desgajado y ampliamente distribuido como material de construcción para carreteras en esa sección de las comunicaciones. Las muestras de mano del cono se caracterizan por su color rojo oscuro por vesicularidad notable y contorsiones de flujo. En algunos lugares el basalto se altera y está manchado por lixiviación, al parecer debido al escape último de gases calientes. Los apelmazamientos secundarios de cristales de cuarzo ahuehados hasta de 4 milímetros de longitud llenan algunas vesículas.

2 kilómetros al suroeste del cono cinerítico aflora un dique circular, pequeño, (200 metros de diámetro) de basalto color gris acero. Se le notan fenocristales de feldespato y olivino alterados a iddingsita, de 2 milímetros

de diámetro. Esta unidad particular constituye la roca más dura encontrada en la Faja del Salto. Se requirió la acción de acémilas para arrancar muestras de la protuberancia arredondeada que comprende el afloramiento. El estudio en lámina directa del basalto muestra que está compuesto principalmente de tabletas de plagioclasa cálcica y de origen subhedral que se altera a iddingsita. También están presentes las zeolitas en los espacios porosos, así como un porcentaje pequeño de minerales opacos, y cerca del 10% de una pasta vítrea indeterminada.

Un derrame de basalto con olivino de 36 metros de espesor cubre o corona la topografía MS6 tres kilómetros al oriente de Marineros (véase esquina sureste de la figura 2). Los cristales de olivino son de .3 a 1.0 milímetro en diámetro, comúnmente alterados a iddingsita y ocupan de 8 a 10 por ciento de la roca. Está presente, asimismo, una cantidad igual de feldespato de las mismas dimensiones.

#### *Geología Económica*

##### *Recursos cerca de la Faja del Salto*

Aunque el material para la carretera se ha estado explotando del basalto Cruz de Piedra, y además se han excavado muchos tajos de prospectos por perlita en la riolita de Llano Grande, no se han encontrado en realidad mineralizaciones significantes económicas en concentraciones adecuadas dentro de la Faja del Salto. La presencia de un gran número de distritos mineros cercanos, sin embargo, deberá crear un interés para la posibilidad de depósitos minerales dentro del área mapeada. Puede ayudar a explicar la ausencia de yacimientos minerales descubiertos en la Faja del Salto la descripción breve de algunos de esos distritos mineros.

La mina de oro y plata Tayoltita, que pertenece y es operada por minas de San Luis, S. A., se localiza cerca de 65 kilómetros en línea recta al noroeste de El Salto; es la mayor mina más cerca de la Faja del Salto. Douglas Smith, geólogo residente en Tayoltita dio una discusión breve de la mina en un informe de 1972 (Smith 1972 v). Los cuerpos minerales se encuentran principalmente en la andesita Productiva, unidad de más o menos 500 metros de espesor cretácico-terciaria la cual consiste de intercalaciones de grano fino gris a rojo de derrame andesítico y rojo fragmental, así como de tobas fragmentales rojas a moradas, y aglomerados. Yaciendo en discordancia sobre la andesita Productiva están los lechos rojos potentes Las Palmas, de 0 a 150 metros de espesor, y sobre otra discordancia está la riolita que cubre la cima, la cual tiene más o menos 1 500 metros de espesor y consiste en derrames y tobas riolíticas de colores claros, latíticos y dacíticos.

Las localizaciones de todos los cuerpos minerales en la mina Tayoltita fueron controladas por la competencia y reactividad de las paredes de las rocas a través de las cuales pasan las vetas. En general, la riolita y los cuerpos delgados de andesita fueron incompetentes, quedando tan sólo los cuerpos de andesita como roca productora, ya que constituye la roca predominante encajonante y receptora del mineral (Smith 1973, v, p. 8).

Se cuenta con poca información disponible acerca de la profundidad de la formación en lo que se refiere a las vetas, pero las soluciones hidrotermales ascendentes se cree que vinieron de magmas granodioríticos. La alteración intensa propilítica enmarcaba las vetas en forma de zonificación masiva de epidota-albita-clorita-calcita la cual penetra típicamente 10 metros dentro de la roca encajonante de andesita. El cuarzo es el mineral de ganga predominante, pero la calcita, la bustamita, la adularia y la clorita también están presente. Los sulfuros dan cuenta de menos del 5 por ciento del material de las vetas, y el contenido global de los materiales base es pequeño (0.3 por ciento Pb, 0.5 por ciento Zn, 0.05 por ciento Cu).

La argentita (acantita), la jalpaita, la estromeyerita, la plata nativa, y el electrum (aleación de plata y oro) reemplazan a los sulfuros base de los metales. Las sulfosales de plata son conspicuamente ausentes del depósito, existiendo el oro nativo solamente en cantidades muy reducidas (Smith 1973, v, p. 11).

La relación plata y oro es 50 a 1 estando la mayor cantidad de oro presente en el electrum. El cuerpo mineral promedia 820 partes por millón de plata y 16 partes por millón de oro.

Las unidades expuestas en la Faja del Salto se cree por el autor que son equivalentes a la riolita Capping descrita por Smith (1972 v, table 1). Aunque no está expuesta en la Faja del Salto la andesita roja del grano fino similar a la andesita Productiva, se cree que está cerca de 500 metros bajo los afloramientos más inferiores en la Faja del Salto.

El Distrito minero Topia se localiza aproximadamente 130 kilómetros al noroeste de Tayoltita. Lemish (1955) describió la andesita de 1400 metros de espesor, correspondiente al Cretácico tardío (?) —Terciario temprano cubierta en forma desigual por 600 metros de riolitas del Mioceno. La mineralización se realizó previamente al emplazamiento de las riolitas. La gran mayoría de los yacimientos minerales contienen bandeamiento el cual consiste principalmente de galena, esfalerita y freibergite. La ganga

es rica en cuarzo y la alteración a lo largo de las vetas es propilítica. Las soluciones hidrotermales se cree que guardan relación con el emplazamiento de un yacimiento de granodiorita en la parte suroeste del distrito.

El cerro del Mercado es la principal fuente nacional de abastecimiento de hierro en México. Está situado a 75 kilómetros trazando una línea aérea al este-noreste del Salto. El origen de este impresionante depósito ha sido discutido a través de los años. Forshag (1928, p. 25) señala tres métodos de génesis posibles: 1) intrusión de un magma de magnética dentro de la riolita, latita, y toba, 2) reemplazamiento de esas rocas por soluciones con contenido de hierro; y 3) actividad fumarólica. A pesar de que la mayoría de los que trabajan en esto han estado de acuerdo con la teoría del reemplazamiento, el trabajo reciente de tesis, del estudiante de la Universidad de Texas, James Lyons (1973), propone un origen volcánogénico para los depósitos. La evidencia que apoya esta opinión incluye la geometría en forma de láminas de algunas manifestaciones de los óxidos de hierro, el aparente emplazamiento sobre una superficie erosionada, y la presencia de aspectos ígneos en los yacimientos minerales. Pasando por alto cuál de las formas de origen es la correcta, los minerales se formaron después del emplazamiento de algunas de las tobas riolíticas e ignimbritas, pero antes que otras. Algunas de estas unidades pueden posiblemente correlacionarse con las unidades inferiores de la Faja del Salto.

#### *Depósitos minerales en rocas volcánicas análogas del Terciario de Nevada y Colorado*

En años recientes, se han descubierto más depósitos minerales que se asocian con rocas volcánicas félsicas, especialmente piroclásticas. De una manera más específica, estos depósitos minerales parece que están asociados con centros volcánicos caracterizados por fallamiento extensivo y más tarde por ser intrusiones intermedias a máficas. Éste parece ser el caso de muchos de los principales distritos mineros en Nevada y Colorado. En estos centros volcánicos del Terciario se encuentran calderas, o menos frecuentemente, áreas de levantamiento e intrusión. (Una caldera, como se entiende aquí, es definida libremente como una depresión volcánica circular rugosa, cuyo diámetro es significativamente mayor que aquel de las áreas mencionadas de escape o de ventilación.) También presentes hay muchas zonas de fracturas a través de las cuales pasan las soluciones.

De acuerdo con Albers y Kleinhampl (1970), de los 344 distritos mineros en Nevada, 75 son de rocas volcánicas pertenecientes al Terciario. Los distritos posteriores están situados en zonas cercanas o dentro de los 35 ma-

yores centros volcánicos de los 80 con que cuenta Nevada. Los depósitos valiosos incluyen el mercurio, oro, plata, espato-flúor, antimonio y manganeso. Las ubicaciones geológicas típicas para la mayoría de los depósitos son: 1) zonas marginales de fractura de calderas; 2) áreas de levantamiento con intrusión de rocas ígneas, y 3) grupos de vetas, chimeneas brechadas y zonas de brecha que pueden tener inclinación hacia el interior del corazón del centro volcánico. Se cree que la mineralización proviene de las soluciones hidrotermales que ascienden a lo largo de las zonas de débil desarrollo durante la formación de la caldera.

Por 1967, las vetas y conductos de metales preciosos y de metales base en las rocas volcánicas, fueron la clase más productiva de depósitos minerales en Colorado (Tweto, 1968). Aproximadamente un tercio de la producción minera total del Estado fue de rocas volcánicas del Terciario. Estudios detallados llevados a cabo en las Montañas de San Juan, al suroeste de Colorado, han determinado que muchos depósitos están relacionados a las estructuras de caldera dentro de la secuencia volcánica (Steven y Ratte, 1960, 1965; Burbank y Luedke, 1968; Lipman y Steven, 1970). La mineralización aparentemente está relacionada a intrusiones posteriores de cuarzo monzonita, cuarzo-latita, diorita y gabro.

Investigaciones actuales efectuadas por estudiantes de la Universidad de Texas en la Sierra Madre Occidental de México, han revelado por lo menos dos estructuras de caldera, y trabajos futuros sin duda descubrirán muchas más. Los depósitos de hierro del Cerro del Mercado posiblemente están relacionados con las calderas, pudiendo algunos de los fallamientos en Tayoltita tener conexión con un centro volcánico. Es menester que las exploraciones que se practiquen en la Sierra se concentren sobre áreas que contengan aspectos de centros volcánicos.

#### *Estructura*

Las estructuras dominantes en la Faja del Salto son fallas normales con un echado dependiente con ángulo fuerte, y orientadas al norte-noroeste. El desplazamiento, generalmente, ocurre en el lado este y hacia abajo, y arroja comúnmente menos de 100 metros. Algunas fallas pequeñas con echado hacia el oeste, cerca del Salto dieron cuenta de una estructura en graben menos compleja. Todas las fallas mapeadas han sido activas después de la depositación de las ignimbritas, que constituye la unidad de tobas más joven, pero un engrosamiento local de espesores de la ignimbrita del Salto puede representar el represo de agua en contra de los escarpes de falla en la Toba Cañón. Kreizer (1973) reporta por lo menos dos periodos de fallamiento cerca de Durango.

Las relaciones entre las fallas de orientación norte-noroeste y la extrusión de los basaltos en el área estudiada no han sido dilucidadas, pero algunas de las fallas al oriente de la Faja del Salto cortan basaltos similares. Algo de volteo y fallamiento menor en los mantos de ignimbrita se ha obtenido como resultado de la extrusión del basalto Cruz de Piedra. Este levantamiento y fallamiento puede mejor verse al sur de la carretera 40, justamente al oeste del basalto. En virtud de que las unidades en Llano Grande, de 23 millones de años, se encuentran al mismo nivel topográfico que las unidades de 29 millones de años en el este del área Tepalcates de Waitt, se infiere una falla grande (de 500 a 1 000 metros de desplazamiento) con echado hacia el oeste; su posible existencia se localizaría hacia el extremo oriente, poco estudiado, de la Faja del Salto.

Justamente fuera del área mapeada, cerca de cinco kilómetros al sureste del aglomerado Pirámide, aparece lo que es una zona circular de fractura de un kilómetro de diámetro. Estas fracturas pueden representar una estructura de caldera y deberían estudiarse íntimamente en el futuro.

El echado regional en la Faja del Salto es hacia el norte o hacia el noroeste.

#### *Historia de la Sierra Madre Occidental en relación a la tectónica de placas*

Obviamente una gran cantidad de material volcánico ha sido extrusionado dentro de la Faja del Salto. A medida que se percata uno que la Faja del Salto es casi una porción infinitesimal de la Sierra Madre Occidental debe hacerse la pregunta acerca del origen del material volcánico. Smith (1972a) asume un espesor cumulativo inicial de 5 kilómetros de rocas extrusivas de la Sierra Madre Occidental. Ya que la Sierra tiene 300 kilómetros de ancho (este-oeste) y 1 800 kilómetros de longitud, el volumen de roca involucrada puede llegar a tanto como 2.7 millones de kilómetros cúbicos. Además de esta cantidad de material extrusionado, el magma silíceo tuvo que haber estado disponible para formar la intrusión de batolitos gigantes.

Smith responde a la pregunta del origen así:

La respuesta está en los sedimentos pelágicos depositados en la placa Farallón, a medida que se movía al oriente, aparte del levantamiento del Pacífico este-oeste. A medida que la placa era desplazada, esperaríamos encontrar que dichos sedimentos hubieran sido arrastrados y amontonados frente al continente. Una inspección a un mapa geológico, sin embargo, muestra rocas ensimáticas aflorando solamente a lo largo de la costa noroeste de Baja California y éstas son simplemente algunas



bandas angostas de la formación Franciscana. El resto claramente debe haber sido desplazado a lo largo de la placa Farallón (Smith, 1972a, pág. 5).

Smith calcula que durante los últimos 75 millones de años se pudieron haber producido 6.3 millones de kilómetros cúbicos de magma a partir del desplazamiento de las rocas ensimáticas. Otros 31.5 millones adicionales de kilómetros cúbicos de material pudieron haber estado disponibles si las rocas ofiolíticas de 5 kilómetros de espesor, localizadas entre la discontinuidad Mohorovicic y los sedimentos pelágicos, hubieran sido magmatizados. Si el desplazamiento y su proceso relacionado, formador de magmas, hubiera sido en realidad activo, el material granítico suficiente hubiera sido obviamente disponible tanto para la extrusión como para la intrusión en el México occidental. Usando sus propios datos y los de DeCserna (1956), Eardly (1962) y Atwater (1970), Smith (1972a, pp. 5-9) ha interpretado una evolución tectónica de la Sierra Madre Occidental Central. Un resumen de la reconstrucción de Smith\* de la evolución tectónica es como sigue:

1) El rompimiento del supercontinente Pangaea ocurrió hace doscientos millones de años durante el tiempo del Triásico medio, formando el norte de México, el rincón suroeste de Laurasia. Al mismo tiempo se formó una zanja incipiente al oeste de la costa de lo que ahora es Baja California.

2) En tiempos del Jurásico superior la fosa fue bien establecida y resultaron fuerzas comprensionales a partir de la colisión de las placas Farallón y Americana plegaron las rocas premezozoicas, a fin de formar el geoanticlinal occidental a lo largo de la costa occidental. Hacia el oriente el geosinclinal mexicano estaba siendo transgredido por un mar poco profundo.

3) Durante el Cretácico temprano el geosinclinal se hundió y recibió sedimentos clásticos del geoanticlinal occidental. El batolito de granodiorita del norte de Baja California fue emplazado y las rocas ensimáticas comenzaron a agruparse a lo largo de la costa.

4) La migración hacia el oriente de la intrusión y el levantamiento asociado, hacia el final del tiempo del Cretácico, ampliaron el geoanticlinal y empujó el geosinclinal hacia el este. Los detritos erosionados del área positiva hacia el oeste rápidamente comenzaron a llenar al geosinclinal. Para

\* En tanto que es obvio que Smith ha aceptado totalmente el modelo de placas tectónicas y adoptado su historia de la evolución tectónica para llenar ese concepto, debe establecerse que muchos estudiosos son críticos de la aceptación de tal teoría total de placas. El estudio futuro de la Sierra Madre Occidental debería quizás estar dirigido hacia una prueba crítica de la Teoría de las placas más que endosar patentemente la teoría como una panacea para todos los problemas de la tectónica.

esta época la margen continental se desgarró y los sedimentos continentales clásticos y ensimáticos agregados allí, fueron asimilados.

5) Hacia la transición Cretácico-Terciario, las lavas riolíticas y andesíticas fueron extrusionadas a través de la parte central de la Sierra Madre Occidental. Los esfuerzos extensivos de compresión hacia el oriente plagaron los sedimentos del geosinclinal mexicano muy cerradamente. Las extrusiones más importantes finalizaron durante el Eoceno o el Oligoceno temprano, en tanto que las intrusiones continuaban a través de, cuando menos, el Oligoceno medio.

6) Un breve periodo de levantamiento y erosión permitió la deposición de lechos rojos hechos de arenisca y conglomerado, de origen volcánica, en cuencas someras tan lejos al occidente como la línea divisoria actual entre Sinaloa y Durango. Los plegamientos amplios en las rocas volcánicas pobremente consolidadas pudieron haber sido causados por la compresión continuada.

7) Durante el tiempo del Oligoceno tardío dio comienzo una erupción vigorosa de lavas riolíticas a latíticas, así como de tobas e ignimbritas. Hacia aproximadamente 12 millones de años la última de las placas Farallón fue consumida juntamente con el segmento remanente de la elevación del Pacífico oriental, al norte de la zona de fracturas Clarion. La asimilación terminó en esta época y la costa fue levantada e inclinada hacia el occidente. El vulcanismo salico probablemente cesó con el consumo de la elevación del Pacífico oriental.

8) Durante el comienzo del Pleistoceno la tensión regional reemplazó a la compresión y ocurrió fallamiento en bloques de grande escala a lo largo de la cresta del geoanticlinal, y durante un periodo de levantamiento rápido. Se desarrollaron fallas de buzamiento hacia el occidente, de ángulo grande, normales, a lo largo del flanco occidental del geoanticlinal.

#### *Resumen de la Historia Geológica de la Faja del Salto*

En el comienzo Dios creó el universo y la tierra. Ciertas partes de la tierra fueron posteriormente cubiertas por rocas volcánicas. La Faja del Salto fue de esta manera bendecida y su historia aquí queda registrada en el Libro de David.

La riolita de Las Adjuntas (de hace cerca de 28 millones de años) es el afloramiento más antiguo en la zona del Salto. Esta unidad probablemente se emplazó como un intrusivo muy somero o como un cuerpo extrusivo. Numerosas bolsas de detritos laháricos se derivaron de la riolita Las Adjun-

tas. Un periodo largo de erosión siguió durante el cual la riolita resistente sobresalió como alto topográfico.

Hace aproximadamente 23 millones de años la Toba Cañón dominante-mente gruesa, no soldada, fue emplazada a partir de dos áreas origen. Las estructuras sedimentarias dentro de la Toba Cañón indican qué partes de ellas fueron redepositadas en medio ambientes fluviales y lacustres.

El mecanismo de erupción cambió abruptamente y la ignimbrita quebradiza delgada del Salto se depositó a partir de una nube ardiente. Aunque las edades de la Toba Cañón son únicamente ligeramente mayores que la ignimbrita del Salto, la erosión de la Toba Cañón se sugiere por la heterogeneidad de la base de la ignimbrita del Salto.

Poco después de la depositación de la ignimbrita del Salto, una serie de erupciones de nubes ardientes depositó las ignimbritas delgadas, dominante-mente bien soldadas, de la Planicie (Meseta). Los canales fluviales dentro de los lechos inferiores de las ignimbritas de Planicie (Meseta), indican que tuvo lugar algo de erosión entre las erupciones de nubes ardientes. El siguiente evento geológico es probablemente la intrusión somera y la extrusión de la riolita Llano Grande. Esta riolita fue aparentemente intrusionada en la Toba Cañón y los fragmentos obsidiánicos que se creía eran remanentes de la riolita Llano Grande se han encontrado sobre los afloramientos más orientales de las ignimbritas de meseta. Esta unidad fue la última riolita emplazada en la Faja del Salto.

El magmatismo terminó en la zona del Salto, con la extrusión de los basaltos de olivino, siendo el mayor de ellos el basalto Cruz de Piedra. No hay fecha todavía obtenida para los basaltos pero hay un cono cinerítico expuesto cerca del kilómetro 116, el cual tiene una apariencia extremadamente joven. Las fallas que se orientan al norte y al norte-noroeste, algunas de las cuales comenzaron a desarrollarse durante el vulcanismo, cortan a través de todas las tobas expuestas en la Faja del Salto.

Aunque la erosión no está muy avanzada en la Faja del Salto y aunque la topografía puede ser descrita como joven, la erosión es el proceso geológico predominantemente activo en el área. La depositación local del material erosionado a partir de las unidades de la faja es menor.

#### APÉNDICES

##### APÉNDICE A — Secciones medidas

Trece secciones geológicas fueron medidas o estimadas durante las estaciones de campo de febrero a mayo de 1971 y de julio a agosto de 1971.

Todas las muestras colectadas de estas secciones se describen brevemente indicando su posición. La nomenclatura de color se aproxima a la que ha sido establecida por el Comité de la Carta de Colores de las Rocas (Goddard et. al. 1948). Las localidades de las secciones medidas, (MS), se muestran en las figuras 1 y 2.

#### MS 1

Medida el 4 de marzo de 1971, localizada 4 kilómetros al este-sureste del Salto. La sección comienza en un valle amplio y termina sobre una colina circular hacia el norte.

*Altura sobre la base*  
(metros)

0-6.1

Zona superior sin soldar de la ignimbrita del Salto.

6.1-21.3

Unidad P1 de las ignimbritas de meseta. Toba multicolor, de sin soldar a soldada, caracterizada en la base por fragmentos grandes (cinco centímetros) de pómez. La más común coloración para la matriz cerca de la base es ligeramente gris, pero el naranja rosado no es raro. Los fragmentos de pómez usualmente son de gris a gris café. Fragmentos vítreos de reolita no son comunes. La muestra TL5 (10.0 metros) es una toba de pómez pobremente soldada de color rojo pálido grisáceo. Fragmentos de pómez de 1 milímetro a 5 centímetros = 3 al 5 por ciento de la roca. Fragmentos vítreos de reolita de 1 a 3 milímetros = menos del uno por ciento. Fenocristales blancos por la intemperie de 0.5 a 2 milímetros = 1 a 2 por ciento. La muestra TL4 (15.0 metros) es una toba sin soldar de color naranja claro rosado, la cual tiene una apariencia porosa debido a que contiene en su parte exterior de la 2 milímetros de fragmentos de pómez. Los fragmentos vítreos de riolita son raros. La muestra TL4b (20.0 metros) es una toba vítrica moderadamente soldada rojo grisáceo. Los fragmentos de pómez y los fragmentos vítreos de riolita son escasos. Cristales pequeños de 0.5 a 1 milímetro = uno por ciento.

21.3-42.6

Unidad P2 de las ignimbritas de Meseta. Aquí consiste en una toba soldada algo eutaxítica, de color gris muy claro a moderado, comúnmente forma

una agradable planicie. La zona intensamente soldada en esta unidad es muy quebradiza y según los términos de Waitt (1970) es un verdadero "martillador". La muestra T13a (24.0 metros) es una toba vítrica-lítica, soldada, de color gris claro y eutaxítica. Fragmentos de pómez aplanados y alineados y FVR (fenocristales vítreos de riolita) de 1 milímetro a 5 centímetros de longitud ocupan del 8 al 12% de la roca. Los fenocristales de feldespato de 0.5 a 2 milímetros = 1 al 2%. La muestra T13b (27.0 metros) es una toba vítrica-lítica soldada, rojo pálido grisáceo, eutaxítica y quebradiza. Fragmentos de pómez aplanados y alineados, 6 a 8%. Estos fragmentos aplanados tienen una longitud de 4 centímetros, pero rara vez exceden de dos milímetros en espesor. Los FVR son de color rojo café más moderado y comprenden aproximadamente del 5 al 7%, siendo ligeramente aplanados, alcanzando un tamaño de 1 milímetro a un centímetro. La muestra T13c (33.0 metros) es una toba gris claro rosado, moderadamente soldada y ligeramente eutaxítica y vítrea. Contiene pómez aplanado del 1 al 2 por ciento de la roca, pero no bien alineado. Algunos fragmentos son de 3 centímetros, pero la mayoría son de menos de cinco milímetros. Los FVR = 5 a 7 por ciento, la gran parte de 2 milímetros y de un color gris café. El feldespato tiene aspecto fresco y los fenocristales de 0.5 a 2 milímetros = 2 a 4 por ciento. Muestra TL2a (41.0 metros) es una toba vítrica escasamente soldada, gris claro. Los fragmentos de pómez no enteramente aplanados y promediando cerca de 4 milímetros en longitud. El intemperismo a que está sometido del 3 al 5 por ciento de los fragmentos de pómez, le dan a la roca un aspecto poroso. Los FVR y los cristales, cada uno forman cerca del 1% de la roca. Los fenocristales son pequeños (0.5 a 1.0 milímetros) y en algunas porciones se han transformado en una arcilla blanca.

42.6-60.9

Unidad P3 de las ignimbritas de meseta. Toba vítrica moderadamente soldada, naranja rosado ligero, formando mesetas. Es la toba colocada en la parte superior de la Faja del Salto. La muestra TL2b (45.0 metros) es una toba vítrica de pómez, pobremente soldada, naranja rosado. Los fragmentos de 1 a 10 milímetros, de color café claro, comprenden del 6 al 8%. Los FVR grises de 3 a 5 milímetros constituyen del 1 al 2%. Fenocristales frescos y desgastados abarcan del 2 al 3%. La muestra TL1 (60.0 metros) es una toba vítrica moderadamente soldada y color gris claro. Pequeños fragmentos de pómez (0.5 a 3 milímetros) forman del 6 al 8% y están parcialmente desmoronados, y principalmente marcados por intem-

perismo. Los fenocristales son de 0.5 a 2 milímetros y comprenden del 2 al 3%. Muchos cristales están intemperizados.

## MS 2

Medida en marzo 5 de 1971 con la ayuda de Guapita Portero Campo. La sección se localiza aproximadamente un kilómetro al norte del Salto y es fácilmente accesible por la brecha de la vía de ferrocarril que no se ha terminado.

*Altura sobre la base  
(metros)*

0-0.8

Base de arcilla desgastada rojo pálido de la ignimbrita del Salto. Esta zona está comúnmente marcada por los escurrimientos del agua. El espesor de la arcilla parece que está relacionado con la presencia del agua. La zona de arcilla es delgada donde la base de la ignimbrita del Salto es seca.

0.8-8.4

Zona soldada de la ignimbrita El Salto. Toba vítrica a cristal-vítrica esferulítica, rojo pálido a café rojizo pálido, soldada. Las cavidades litofisales de 3 centímetros por 7 centímetros por 25 centímetros son comunes a la altura de 2 y de 5 metros. La muestra EL 1-1 (1.2 metros) es una toba vítrica soldada de color naranja rosado moderado. Los fenocristales en su mayoría son feldespato de 0.5 a 2 milímetros, los cuales constituyen del 5 al 8%. Los FVR son color negro grisáceo de 1 a 2 milímetros y forman el 1%. La muestra EL 1-2 (1.8 metros) es una toba vítrica, soldada, rojo grisáceo. La muestra EL 1-3 (5.5 metros) es una toba soldada esferulítica rojo grisáceo. Las cavidades esferulíticas promedian de 5 a 8 milímetros de diámetro. Las esferas de devitrificación de 3 a 5 milímetros de diámetro forman del 8 al 10%. La muestra EL 1-4 (7.5 metros) es una toba de cristal-vítrica, eutaxítica ligeramente y de color rojo pálido. Los cristales son de 0.5 a 2 milímetros y abarcan del 12 al 15 por ciento. Fragmentos de pómez recristalizados desmoronados (?) de 3 a 10 milímetros de largo proporcionan una textura eutaxítica.

8.4-14.5

Zona sin soldar de la ignimbrita El Salto. Es una toba de pómez café claro a rojo pálido, escasamente soldada a sin soldar. La muestra EL 1-5 (12

metros) es una toba vítrica de pómez escasamente soldada y color rojo pálido. Fragmentos de pómez son de varios colores y de un largo de 4 centímetros.

## 14.5-23.6

Gran parte está cubierta. Dos mantos de toba eólicos están intercalados con tobas vítricas-líticas de pómez de escasamente consolidadas a sin consolidar.

## 23.6-30.0

La unidad P1 de las ignimbritas de meseta. La base está marcada por un manto blanco eólico de cerca de 0.3 metros de espesor. La fase de formación de los riscos de la unidad corresponde a una toba vítrica de pómez moderadamente soldada. La muestra EL 2-1 (24.0 metros) es una toba vítrica de pómez ligeramente soldada y de color rosa grisáceo. Los fragmentos de pómez son de 3 a 5 milímetros. La muestra EL 2-2 (29 metros) es una toba vítrica de pómez ligeramente eutaxítica, moderadamente soldada, gris claro. La parte de pómez está parcialmente fragmentada en lentes de 3 a 8 milímetros de longitud por 1 a 2 milímetros de espesor.

## MS 3

Medida el 5 de marzo de 1971. La minisección se localiza cerca de 200 metros al occidente de la estación de Pemex en la carretera 40 en El Salto (es el primer afloramiento visible al ir hacia el occidente a partir del poblado).

*Altura sobre la base  
(metros)*

## 0-2.0

Toba rojo pálido no consolidada. Parte de la Unidad P1 de ignimbritas de meseta.

## 2.0-4.3

Toba pumicítica vítrica débilmente consolidada, rojo pálido (más oscura hacia la cima). La muestra EL-3 (3.8 metros) consiste de una toba vítrica pumicítica, ligeramente soldada de una manera eutaxítica, roja grisácea pálida. La pómez es parcialmente aplanada y recristalizada.

## 4.3-5.0

Toba vítrica pobremente consolidada depositada por aire, de color blanco. La estratificación está bien desarrollada.

## 5.0-5.7

Toba vítrica pobremente consolidada, color anaranjado claro.

## 5.7-6.0

Toba vítrica estratificada, blanca.

## 6.0-12.4

Zona con ignimbritas de meseta de la Unidad P2, hecha de material soldado. Toba vítrica gris claro a gris rosado moderadamente soldada, en algunos lugares pumicítica. Una zona delgada esferulítica se muestra a 6.5 metros. La muestra EL 4a (6.3 metros), es una toba vítrica soldada de color gris claro. Muy quebradiza en el afloramiento, cuando se produce una fractura se obtiene una superficie concoidal. La pómez forma de 1 a 2%. La muestra EL 4b (8.0 metros) es una toba vítrica moderadamente soldada, de color gris parduzco ligero. De 2 a 3% de los cristales son de 0.5 a 1.5 milímetros. La muestra EL 4c (10 metros) es una toba vítrica moderadamente soldada de color gris rosado de 0.3 metros de espesor con una zona fisal, la cual puede ser representativa de compacidad máxima. La muestra EL 4d (12.0 metros) es una toba vítrica, pumicítica, gris pálido.

## MS 4

La MS 4 fue medida el 23 de marzo de 1971. La sección comienza en el lecho de la corriente sobre el lado sur de la carretera, 200 metros al este del kilómetro 110 y continúa a lo largo de la carretera y termina sobre la colina hacia el sur.

*Altura sobre la base  
(metros)*

## 0-16.7

Es una toba vítrica pumicítica no fundida de color gris púrpura claro que está sobre la zona litofisal fundida de la ignimbrita El Salto. Probablemente la zona superior no fundida de la ignimbrita El Salto. La muestra 109-7 (11.7 metros) es una toba vítrica pumicítica no fundida gris púrpura

claro. Los fragmentos de la pómez son planos y de 1 milímetro a 2 centímetros de longitud. Los FVR son de color rojo mohoso a café y comprenden del 1 al 2%.

## 16.7-21.7

Toba suave vítrica pumicítica, no fundida, probablemente de origen eólico. Esta zona probablemente representa la primera etapa de depositación de la Unidad P1 de las ignimbritas de meseta.

## 21.7-23.4

Es un vitrófero basal de la Unidad P1 de las ignimbritas de meseta. La muestra 109-14 (22.5 metros) es una toba de cristal vítrica, obsidiana, intensamente soldada, de color negro a oscuro parduzco. Los fenocristales, principalmente feldespatos, son de 0.5 a 2 milímetros y forman del 15 al 20% de la roca. Los FVR van de 1 a 10 milímetros y están alineados con las líneas de flujo y equivalen del 2 al 3%. Fragmentos de pómez aplanados en extremo, de 2 milímetros a 3 centímetros, forman del 5 al 8% del tramo. Este vitrófero se ve de una manera mejor a pocos metros al occidente del kilómetro 110, en el poste que lo marca.

## 23.4-30.1

Toba vítrica pumicítica soldada moderadamente, de color anaranjado ligero. La pómez parcialmente está recristalizada. La muestra 109-15 (25.0 metros) es una toba vítrica pumicítica, pobremente soldada, ligeramente anaranjada. La pómez es café anaranjada, de 3 a 12 milímetros y forma del 6 al 8% de la muestra. La muestra 109-18 (30.1 metros) es una toba vítrica (?) fundida, rojo oscuro. La dureza de esta muestra puede deberse a suificación secundaria, en virtud de que la dureza aumenta hacia arriba en los dos metros superiores de la unidad.

## 30.1-36.7

Toba vítrica pumicítica retrabajada, no consolidada, café claro. Los fragmentos de la pómez son blancos y llegan hasta 8 milímetros en longitud. La muestra 109a (32.0 metros). La muestra 109b (36.0 metros). La toba es no consolidada, retrabajada y color gris claro. Los fragmentos de la pómez son blancos, pequeños (de 0.5 a 1.5 milímetros) y forma del 2 al 3% de la muestra en total.

## 36.7-37.0

Toba de cristal retrabajada teñida de blanco. La muestra 109c (36.9 metros) la blancura de la muestra se debe a la presencia de muchos cristales de feldespatos (15 a 20%) de 0.3 a 1 milímetro.

## 37.0-47.0

Toba retrabajada café claro a gris tenue.

## 47.0-53.7

Toba retrabajada de estructura suave y color gris con tonos de café. Forma una pendiente moderada hacia la base del cantil superior visible desde la carretera en el lugar donde se indica el kilómetro 110.

## 53.7-70.4

Toba vítrica soldada rojo pálido. En este afloramiento está la Unidad P2 de las ignimbritas de meseta. La muestra 109-34 (55.2 metros) es una toba soldada de cristal vítrica con color rojo pálido ligero, en algunas porciones rayada por lentes rojo anaranjado de 1 a 2 milímetros de espesor y 3 a 6 milímetros de longitud. Del 12 al 14% de los cristales (0.5 a 2 milímetros) son en su mayor parte feldespatos. Los FVR de vidrio oscuro equivalen a cerca del 1%. Arriba de 59 metros, termina el cantil, encontrándose una pendiente suave parcialmente cubierta. La muestra 109-40 (65 metros) es una toba vítrica moderadamente soldada, color rojo café. Cristales de feldespatos de 1 a 2 milímetros equivalen del 6 al 8% de la roca.

## 70.4-93.8

Toba vítrica-cristal, eutaxítica y soldada, de rojo pálido a gris parduzco. La Unidad P3 de las ignimbritas de meseta. Saliente pequeña a 71 metros, pero básicamente una pendiente moderada en la cima de la sección. La muestra 109-45 (75.5 metros) es una toba cristal-vítrica, gris parduzco oscuro, pumicítica (?). Fragmentos de pómez recristalizados y desmoronados (o cavidades litofisales) de 2 centímetros de longitud forman del 5 al 8%. La muestra 109-52 (87.1 metros) es una toba vítrica-cristal de pómez, eutaxítica, soldada y de color rojo pálido (con algunas listas anaranjadas).

## MS 5

Medida en marzo 24 de 1971. La sección empieza en el cañón con tendencia este-oeste al sur del kilómetro 103 de la carretera 40.

*Altura sobre la base*  
(metros)

0-16.2

Mantos de toba vítrica de pómez blanco, escasamente soldada dentro de la Toba Cañón. La muestra 103-3 (5 metros) fragmentos de pómez; los FVR y los fenocristales son raros.

16.2-25.3

Manto de una consistencia ligeramente mayor en la Toba Cañón. La muestra 103-10 (25.5 metros) es una toba vítrica-lítica, moderadamente soldada, color rosa grisáceo. Fragmentos líticos de color rosa moderado de 4 centímetros de longitud comprenden del 10 al 15% de la muestra.

25.3-47.2

Es el lecho superior muy pumicítico, amarillo naranja oscuro, dentro de la Toba Cañón. El color anormal aquí, aparentemente se debe a la oxidación de los minerales con contenido de hierro. La muestra 103-16 (26 metros), es una toba vítrica, extremadamente pumicítica, pobremente soldada y de un aspecto mohoso.

47.2-49.0

Vitrófero basal de la ignimbrita El Salto. La muestra 103-29 (47.5 metros) es una toba vítrica-cristal intensamente soldada, ligeramente eutaxítica y de color café-negro. Las astillas aplanadas de pómez de 2 a 12 milímetros de longitud producen la estructura piperno. La muestra 109-30 (48.7 metros) tiene un tipo de relación textural "sal y pimienta" entre los glóbulos negros y café de vitrófero.

49.0-91.2

Es la zona superior, suave, en su mayor parte cubierta, de la ignimbrita del Salto y el miembro P1 de las ignimbritas de meseta. La muestra 103-33 (53 metros) es una toba vítrica-lítica de pómez, pobremente soldada, color naranja grisáceo. Los fragmentos de pómez están oxidados y son de un largo de 2 centímetros.

91.2-106.9

Es el miembro P2 de las ignimbritas de meseta. Las muestras 103-58 (96 metros), 103-60 (99 metros), y 103-65 (105 metros) son tobas vítricas moderadamente soldadas y de color claro.

MS 6

La sección se estimó en abril 23 de 1971. La sección se localiza 3 kilómetros al este de Marineros (cerca de 12 kilómetros al este-sureste del Salto) en un cañón muy profundo con situación este-oeste en donde se intersecta con el derrame con flujo hacia el sur.

*Altura sobre la base*  
(metros)

0-40

Unidad dispuesta horizontalmente. Los mantos parecen ser de una apariencia rugosa y de 1 metro o más de espesor. Debido a que no se tuvo acceso a la Unidad, la toma de muestras no fue posible.

40-180

Toba Galindo. Caracterizada por junteo por enfriamiento bien formado de 2 a 3 metros de diámetro, el cual ocasionalmente se extiende en racimos semirradiales. El junteo columnar está bien desarrollado en la cima de la mitad de la Unidad. La muestra M1 (180 metros) es una toba pumicítica-vítrica escasamente soldada y color gris claro. El pómez algunas veces está recristalizado, con color café claro, de 1 a 15 milímetros forma del 6 al 8%. Los FVR son café oscuro de 1 a 8 milímetros y constituyen del 1 al 2%, los que son principalmente andesita porfídica. Cristales de mica oscura, feldespato y piroxena abarcan del 2 al 3%.

180-500

Toba Cañón. Es una toba vítrica de color claro, pumicítica, que va desde sin soldar a escasamente soldada. Se caracteriza en esta localidad por grandes riscos y la presencia de mantos de conglomerado cerca de la base. Los guijarros en esta zona conglomerática llegan de 10 a 12 centímetros y parece que han sido retrabajados por el proceso fluvial. Por todas partes de la Unidad la presencia de mantos estratificados indican que las tobas fueron parcialmente depositadas en agua.

500-508

La ignimbrita del Salto. Aquí se encuentra una toba vítrica-cristal rojo café oscuro, soldada, caracterizada por cavidades litofisales parcialmente rellenas de horsteno. La muestra M2a (501 metros) es una toba vítrica de cristal.



soldada, rojo obscuro. Del 10 al 12 % son cristales de 1 a 2 milímetros. Cavidades litofisales de 15 milímetros de longitud abarcan del 4 al 6%. La muestra M2b (506 metros) es una toba vítrica-cristal, soldada, café rojizo. Cristales de 1 a 3 milímetros constituyen del 14 al 16%. No hay cavidades litofisales.

508.508.7

Manto muy bien estratificado. Casi con seguridad indica depositación en agua.

508.7-540

Toba pumicítica retrabajada gris claro. Extensiones de pómez de 3 a 15 milímetros. Este intervalo es probablemente la zona superior no soldada de la ignimbrita El Salto y la zona inferior no soldada de la Unidad P1 de las ignimbritas de meseta.

540-550

Zona soldada gris rosado de la Unidad P1 de las ignimbritas de planicie. La muestra M3a (541 metros) es una toba vítrica soldada café claro rosado. Cristales de 1 a 2 milímetros forman del 5 al 7%. Los FVR son café y rojo-café, y equivalen del 1 al 2%. La muestra M3b (548 metros) es una toba vítrica pumicítica, ligeramente eutaxítica, soldada, gris rosado. Del 5 al 8% de los cristales son de 0.5 a 2 milímetros. Fragmentos de pómez de 2 centímetros están recrystalizados.

550-553

Cubierta

553-561

Zona de formación de cantiles de la Unidad P2 de las ignimbritas de planicie. La muestra M4a (555 metros) es una toba vítrica pumicítica soldada y eutaxítica, rojo pálido. El pómez de 2 centímetros está moderadamente fragmentado y recrystalizado. Cristales de 0.5 a 2 milímetros forman del 4 al 6%. La muestra M4b (560 metros) es una toba pumicítica, soldada escasamente, café claro. Fragmentos de pómez y los FVR ambos son de color café obscuro a gris obscuro. Los fragmentos de pómez más grandes son de 12 milímetros y la mayoría están recrystalizados.

561-583

Toba suave pumicítica, sin soldar, casi totalmente cubierta. Los fragmentos de pómez son pequeños (3 a 4 milímetros). Este intervalo es probablemente la zona superior suave de la Unidad P2 de las ignimbritas de meseta.

583-598

Zona de formación de cantiles difíciles de la Unidad P3 de las ignimbritas de meseta. Toba vítrica pumicítica y eutaxítica, soldada, de café rosado tostado a claro. La muestra M5 (590 metros) es una toba vítrica pumicítica, moderadamente eutaxítica, soldada, café rosado. Las astillas de pómez más grandes tienen 5 centímetros de longitud y 1 milímetro de espesor y contienen pequeños cristales de cuarzo. Cristales de 0.5 a 2 milímetros equivalen del 6 al 8%.

598-625

Zona sin soldadura de la Unidad P3 de las ignimbritas de planicie. La muestra M6 (615 metros) es una toba gris claro, pumicítica y sin soldar. El pómez es de 1 a 10 milímetros y a menudo está expuesto en la superficie. Del 5 al 7% cristales de 0.5 a 2 milímetros.

625-660

Derrame de basalto negro verdoso. La superficie desgastada es de un color rojo mohoso. La muestra M7 (655 metros) son cristales de olivino bastante alterado a iddingsita. (0.3 a 1 milímetro) ocupan del 8 al 10% de la roca y cristales de feldespato del mismo tamaño forman por lo menos ese porcentaje de la roca.

MS 7

Medida el 16 de febrero de 1971 con el ingeniero T. W. Barrett. La sección empieza en un cañón cerca de dos kilómetros al norte del Salto, en donde la vía del ferrocarril vira hacia el oeste.

Altura sobre la base  
(metros)

0-25.2

Porción cubierta de la Toba Cañón.

## 25.2-192.4

Es una serie de yacimientos de toba vítrica pumicítica de escasa a moderadamente soldada, de color blanco a gris claro dentro de la Toba Cañón. Estos 3 o 4 mantos no afloran extensivamente lo suficiente para ser mapeados a alguna distancia. En un punto, pueden ser distinguidas 4 grietas en la pendiente; en otra parte, 3 grietas pueden encontrarse y aun en otro afloramiento cercano la entera secuencia puede no mostrar grietas notorias en la pendiente. La muestra B (40.5 metros) es una toba vítrica escasamente soldada, gris amarillento. Los granos son del tamaño de la arena. La muestra C (109 metros), es una toba vítrica escasamente soldada, de color gris claro, cuyos granos son también del tamaño de los de la arena.

## 192.4-212.5

Toba vítrica pumicítica, de escasa a moderadamente soldada, rojo pálido. La muestra D (195 metros) es una toba vítrica moderadamente soldada, rojo pálido. Fragmentos de pómez de 2 milímetros a 2 centímetros y la mayoría no están recristalizados. Fenocristales de 0.5 milímetros a 1.5 milímetros equivalen del 1 al 2% de la toba.

## 212.5-229.3

Toba vítrica pumicítica, moderadamente soldada, rosa grisáceo. La muestra E (215 metros) contiene pómez y 1 o 2% de fenocristales.

## 229.3-244.4

Zona soldada de la ignimbrita El Salto.

## MS 8

Estimada muy superficialmente en mayo 4 de 1971. La sección se localiza al sur de la calle principal de Pueblo Nuevo, aproximadamente 70 kilómetros al sur del Salto. No se recogió ninguna muestra.

*Altura sobre la base*  
(metros)

## 0-200

Andesita porfídica de gris verdoso oscuro a rojo grisáceo. Franjas de feldespato de 12 milímetros. La roca en muchos lugares está alterada propi-

líticamente. Son comunes las vetas y propagación de piritita y calcopiritita. Se reporta una explotación en pequeña escala de oro y plata en esta andesita.

## 200-300

Tres yacimientos de toba formadores de cantiles, cada uno de cerca de 30 metros de espesor. Todos muestran prominentes mantos horizontales, probablemente originados por la deposición del aire.

## 300-420

Toba vertical formadora de cantiles, caracterizada por un junteo vertical grueso bien desarrollado (tipo "Candlepin"). El espacio del junteo es de 4 a 8 metros y el origen de la unidad fue probablemente por la deposición de un derrame de ceniza.

## 420-500

Toba con moderada formación de la pendiente. El junteo vertical está escasamente desarrollado.

## 500-540

La toba formadora de cantiles con buen junteo vertical. El espacio del junteo es de 3 a 5 metros.

## MS 9

Medida en mayo 5 de 1971. La sección empieza en el cruce sur de la carretera 40, cerca de 200 metros al este de la entrada a Lechería.

*Altura sobre la base*  
(metros)

## 0-8.5

Mantos superiores de la Toba Cañón. Toba vítrica-lítica, escasamente soldada, pumicítica y gris café claro, caracterizada por la presencia de clastos grandes (hasta de 8 centímetros) de riolita (derrame de pómez?). Estos clastos fueron desprendidos aparentemente de la riolita Las Adjuntas a medida que esta parte de la Toba Cañón era emplazada a partir del oeste. La muestra Ll (3 metros) contiene de 30 a 40% de fragmentos líticos de 0.5 a 2 centímetros de diámetro. La Muestra Ll.5 (5.5 metros) registra una capa de 3 centímetros de espesor finamente laminada de toba retra-

bajada de grano fino café claro. No se han incorporado fragmentos grandes de riolita arriba de este manto, haciéndose evidente un nuevo pulso de depositación. Señalando la depositación final de la Toba Cañón (o la depositación inicial de la ignimbrita El Salto) existe una capa gruesa finamente estratificada de origen cólico.

8.5-10.5

Vitrófero basal de la ignimbrita El Salto. La muestra L2 (9.2 metros) es una toba negra parduzca intensamente soldada, cristal-vítrica, ligeramente eutaxítica. Los fenocristales de feldespatos son de 0.5 a 2 milímetros y forman del 15 al 25% del total, siendo el 8% de fragmentos líticos.

10.5-32.0

Parte superior de la zona de la ignimbrita del Salto, soldada a pobremente soldada (la mayor parte está cubierta).

32.0-43.2

Miembro P1 de las ignimbritas de meseta. La muestra L3 (32.7 metros) consiste en una toba de cristal-vítrica (vitrófero) de 1.5 metros de espesor. La muestra L4 (36 metros) es una toba vítrica pobremente soldada, de color naranja grisáceo a rosa, pumicítica. Los fragmentos de la pómez son rojo pálido, variando de 1 a 10 milímetros de longitud. Esta muestra es más dura que la muestra superyacente, siendo aparentemente el resultado de una silicificación secundaria.

43.2-65.2

Pendiente cubierta. Probablemente se trata de la zona superior no fundida del miembro P1 y del miembro completo P2.

65.2-75.4

La zona fundida del miembro P3 de las ignimbritas de meseta. La muestra L6 (75.4 metros) es rojo pálido, fundida, ligeramente eutaxítica. Los cristales de feldespatos forman de 10 a 12 por ciento de los fragmentos de la pómez de 3 a 5 milímetros de longitud, los cuales están recrystalizados.

MS 10

Medida en julio 20 de 1971. La sección comienza 200 metros al norte

de la intersección de la carretera número 40-ferrocarril, aproximadamente 2 kilómetros al oriente del Salto. La base de la sección es la cima de la zona fundida de la ignimbrita El Salto.

*Altura sobre la base*  
(metros)

0-4.9

Cubierta; es probablemente la zona suave superior de la ignimbrita El Salto.

4.9-16.5

Primera toba de las ignimbritas de meseta (aquí la unidad no está diferenciada en miembros). La muestra E1 (5 metros) es una toba vítrica moderadamente soldada, pumicítica, rojo pálido. La pómez contiene fragmentos de 1 a 10 milímetros de longitud, y tiene un color blanquizo. Los fenocristales son pequeños (de 0.3 a 1 milímetro) y forman solamente el 3 o el 4 por ciento. La muestra aparentemente ha sufrido una silicificación secundaria.

16.5-22.0

Toba rosa grisáceo retrabajada.

22.0-22.1

Es una toba blanca, finamente laminada, depositada por aire.

22.1-30.5

Toba vítrica de soldada moderadamente a pobremente, en algunos lugares eutaxítica. La muestra E2 (22.1 metros) es una toba vítrica escasamente soldada, rosa grisáceo, caracterizada por fragmentos pumicíticos rojo moderado a rosa anaranjado. La muestra E3 (26.8 metros) es una toba vítrica moderadamente soldada, eutaxítica. Los fragmentos de pómez son de 1 a 5 milímetros en longitud y proporcionan una textura eutaxítica. La muestra E4 (29.8 metros) es de un color gris muy ligero, moderadamente soldada, vítrica. Los fragmentos de pómez forman de 3 a 5 por ciento de la muestra y están recrystalizados. E6 (30.5 metros) es una toba vítrica soldada, muy quebradiza, café grisáceo. La silicificación secundaria ha endurecido a esta zona superior de la toba, exhibiendo las muestras fractura concoidal.

30.5-35.0

Toba vítrica no consolidada de color anaranjado grisáceo. La muestra E7

(32 metros) es una toba vítrica no consolidada, anaranjado grisáceo, caracterizada por fragmentos blanqueados de pómez de 2 a 7 milímetros de longitud.

35.0-35.7

Toba muy suave retrabajada, blanca, vítrea. La muestra E8 (35.5 metros).

35.7-38.6

Toba vítrica moderadamente soldada, rosa grisáceo. La muestra E9 (36.8 metros) es una toba vítrica de apariencia parduzca, conteniendo menos del 5% del total de FVR y fenocristales.

#### MS 11

Medida en julio 21 de 1971. La sección se localiza aproximadamente un kilómetro al norte-noreste de la Hacienda Coyotes e incluye varios mantos de la Toba Cañón y de la ignimbrita El Salto.

*Altura sobre la base*  
(metros)

0-12.2

Toba vítrica muy pumicítica, sin soldar, color blanco. El yacimiento se caracteriza por una superficie poligonal de desgaste (5 o 6 lados) con patrones de 15 a 25 centímetros en dimensión.

12.2-21.4

Toba vítrica muy pumicítica blanca a rosa grisáceo, escasamente soldada. La muestra E15 (18 metros) se caracteriza por contener aproximadamente 25% de fragmentos de pómez frescos, color amarillo grisáceo, promediando 5 milímetros en longitud.

21.4-38.2

Toba retrabajada gris rosado. La muestra E14 (30 metros) está compuesta de partículas del tamaño de la arena. Un patrón de desgaste poligonal, toscamente en bloques (dimensiones de 15 a 25 centímetros) está localmente desarrollado.

38.4-43.5

Toba vítrica pumicítica escasamente soldada, de naranja muy pálido a café claro, caracterizada por "bolas de toba". Estas bolas equivalen del 30 al 40%

del afloramiento y tienen de 2 a 5 centímetros de diámetro, resultando aparentemente de una silicificación secundaria a partir de fragmentos de pómez nucleicos. La muestra E13 (42 metros) contiene varias bolas de toba. Los 0.3 metros superiores de este manto han sido silicificados y son quebradizos.

43.5-47.1

Es una toba vítrica pumicítica escasamente soldada, de color naranja muy pálido a café claro, conteniendo "bolas de toba". En la base del manto, las bolas de toba forman del 10 al 15 por ciento (muestra E12 a 44 metros). Las bolas disminuyen en abundancia arriba del 1 o 2% en la cima del manto.

47.1-55.8

Toba vítrica retrabajada, homogénea, sin soldar, café claro. "Las bolas de toba" raramente se ven.

55.8-56.1

Toba estratificada transportada por aire, café muy claro.

56.1-57.0

Toba estratificada depositada por aire rosa grisáceo.

57.0-60.0

Zona inferior intensamente soldada de la ignimbrita El Salto, café rojizo a negro. La mitad más baja es la más oscura, más intensamente soldada y contiene del 10 al 15% de fenocristales. Los cristales son de 0.5 a 2 milímetros de longitud y la mayoría aparentemente son de feldespatos. La mitad superior de vitrófero es de un color más claro, contiene menos cristales y exhibe una estructura Piperno. La muestra E11 (varios).

60.0-66.1

Fase moderadamente soldada de la ignimbrita El Salto. La muestra E10 (64 metros) es una toba vítrica pumicítica naranja rosado moderado y soldada. Fragmentos de pómez de 2 milímetros a 4 centímetros en longitud están en algunas partes recrystalizados. Los FVR son café oscuro de 1 a 7 milímetros en longitud, comprenden del 4 al 6% de la muestra.

## MS 12

Medida el 3 de agosto de 1971. Localizada justamente al oeste del poste que marca el kilómetro 90. La sección comienza en el piso del arroyo donde la carretera 40 vira hacia el sur, a lo largo del escarpe de la falla y termina al oeste de la carretera, donde se inicia una pradera.

*Altura sobre la base  
(metros)*

0-16.6

Arena intercalada con lodolita. Gris a café con finas laminaciones. Los mantos de 2 a 10 centímetros de espesor se orientan aproximadamente hacia el norte, 20° al este, y penetran de 2° a 3° hacia el suroeste. Se observan grietas sobre el barro (?) a lo largo de las superficies de los mantos. Es común la estratificación cruzada en pequeña escala. La muestra VI (0.5 metros) sin estructura, es una volcarenita fina gris rosado, opaca. La muestra V2 (1.0 metros) estratificación cruzada en arena fina y en lodolita. La cima de la unidad está marcada por una transición muy marcada a partir de arena brechada con estratificación cruzada y lodolita a una toba suave rica en pómez. La muestra V3 (16.6 metros) es el contacto de lodolita y la toba. La toba contiene de 30 a 40 por ciento de pómez, color amarillo claro.

16.6-31.6

Toba blanca a rosa grisáceo rica en pómez. El pómez es amarillo grisáceo, y de 3 milímetros a 6 centímetros en longitud. En algunos niveles, fragmentos grandes de pómez están intemperizados y la toba tiene una apariencia de "queso suizo". Los fragmentos de roca son raros, excepto cerca de los 31 metros, donde están presentes los fragmentos rojos de 0.7 a 3.0 centímetros. La muestra V4 (19.5 metros) es una toba pumicítica, de blanca a rosa grisáceo, conteniendo del 10 al 15 por ciento de pómez con apariencia de roca sana, de gris a amarillo claro, de 0.5 a 3.0 centímetros, y uno por ciento de fragmentos de roca rojo y gris. La muestra V5 (30.5 metros) es una toba suave gris rosado con 3 a 5 por ciento de pómez amarillo. Menos del 1 por ciento presenta fragmentos de roca.

31.6-38.4

Toba retrabajada gris rosado con cerca de 3 a 4 por ciento de pómez de 0.2 a 0.5 centímetros. Los FVR gris y rojo de menos de 0.3 centímetros. Pro-

blemente la arcilla reviste cerca de 35 metros. La muestra V6 (33.0 metros).

38.4-45.2

Toba pumicítica café rosado claro, caracterizada por pómez, color amarillo, en fragmentos de 0.5 a 1.5 centímetros en la base y "bolas" rugosas cerca de la cima. La base de la unidad está marcada por un manto de barro agrietado (?). En la muestra V7 (38.4 metros) del 8 al 12 por ciento es pómez, color amarillo a blanco, en fragmentos de 0.2 a 1.0 centímetros dentro de una matriz rosa pálido a café claro. Los FVR de 0.1 a 0.3 centímetros equivalen al uno por ciento. La muestra V8 (42.0 metros), semejante a V7, pero ligeramente más dura.

45.2-48.5

Toba retrabajada café grisáceo claro (volcarenita). Algunos fragmentos de pómez blancos de 0.2 a 0.5 centímetros, con FVR escasos.

48.5-52.5

Toba suave retrabajada en su mayor parte cubierta, café claro con pómez blanco, de 0.2 a 0.4 centímetros.

52.5-52.7

Tobas (2) eólicas, cada una de cerca de 5.0 centímetros de espesor.

52.7-53.5

Toba rojiza café moderado con pómez de 0.2 a 0.4 centímetros.

Algunas veces dispuesta en racimos para dar una apariencia moteada sobre la superficie fresca.

53.5-61.0

Zona soldada de la ignimbrita El Salto. Toba soldada ligeramente eutaxítica rojo grisáceo. En la mitad de la zona densamente soldada se encuentran abundantes cavidades litofisales. La base de la unidad está marcada por una zona de 0.3 metros de espesor de arcilla roja. La muestra V9 (54.0 metros), es una toba intensamente soldada rojo grisáceo. Del 2 al 4% de los fenocristales son de 1 a 2 milímetros de longitud. El uno por ciento de los FVR son del mismo tamaño. Los fenocristales son probablemente feldespato. La muestra V10 (57.0 metros) es una toba soldada ligeramente

eutaxítica, rosa anaranjado y litofisalmente rica. Las cavidades litofisales son mayores de 1.5 centímetros en diámetro y están rodeadas por una zona blanqueada, estando parcialmente llenas por cristales de cuarzo euhedral de 1 a 3 milímetros en longitud. Astillas de pómez triturado mayores de 1.0 centímetros de largo dan a este ejemplo un carácter ligeramente eutaxítico. La muestra VII (61.0 metros) es una toba soldada, de ligera o moderadamente eutaxítica, rojo grisáceo oscuro. Fenocristales de feldespato son de 1 a 2 milímetros y forman del 5 al 8 por ciento de la roca. Las astillas de pómez aplanadas de 5 centímetros de longitud ocupan del 3 al 5 por ciento y los FRV son de 0.3 a 3 centímetros y forman del 3 al 5 por ciento.

## 61.0-72.0

Pendiente moderada cubierta de yerba, posiblemente la porción mayor es la zona superior sin soldar de la ignimbrita el Salto.

## 72.0-75.3

Toba pumicítica suave, sin soldar, porosa, gris amarillento. La muestra V12 (75.5 metros) es pómez blanco a amarillo de 1 a 8 milímetros, que forma del 10 al 15 por ciento. La mayor parte del pómez ha sido desgastado por la intemperie dando esa apariencia porosa. Esta toba es probablemente el derrame basal de ceniza de las tobas de meseta.

## 75.3-80.1

Pendiente suave cubierta por pasto.

## 80.1-83.7

Toba soldada, rosa grisáceo. Resistente al intemperismo, formando una pronunciada planicie. La muestra V13 (83.0 metros) es una toba soldada rosa grisáceo con 2 a 3 por ciento de fenocristales de 1 a 2 milímetros y 1 a 2 por ciento de FVR de 1 a 4 milímetros de longitud. \*

## MS 13

Aproximadamente medida el 11 de agosto de 1971. La sección comienza en el Cañón de desague noroeste situado al noroeste del kilómetro 130, en la margen occidental del área del mapa, avanza hacia el sureste hasta el kiló-

*Nota:* Esta sección se localiza precisamente al oeste de una prominente falla N-S; el desplazamiento puede ser visto en el lado movido de la ignimbrita El Salto.

metro 130, vira hacia el noreste y termina en la cima de la mesa, unos pocos cientos de metros al norte del kilómetro 127.5.

*Altura sobre la base  
(metros)*

## 0-140

Porción superior de la Toba Cañón. Toba vítrica a lítica-vítrica, escasamente soldada a soldada, pumicítica, naranja grisáceo rosado a rojo pálido. La muestra W0 (0 metros) recogida justamente fuera del área del mapa es una toba de junteo columnar, probablemente de la unidad "Candlepin" de Waitt. Toba vítrica-lítica escasamente soldada, pumicítica, naranja grisáceo rosado. Los fragmentos de pómez, de 1 a 25 milímetros, constituyen del 12 al 15 por ciento y por lo común están a la intemperie. Los FVR son multicolores y abarcan del 10 al 12 por ciento y son de 1 a 20 milímetros. La muestra W1 (45 metros) es una toba vítrica sin soldar, pumicítica, rosa grisáceo. Los FVR y fragmentos de pómez raramente son mayores de dos milímetros. La muestra W2 (100 metros) es una toba vítrica moderadamente soldada y ligeramente eutaxítica, naranja grisáceo, caracterizada por agujas café rojizo pálido de 1 a 3 milímetros de espesor por 3 a 35 milímetros de largo. Los 20 metros superiores de la unidad son una toba pumicítica suave, sin soldar, rosa grisáceo con una pendiente moderada.

## 140-165

Ignimbrita del Salto. La muestra W4 (140 metros) es una toba vítrica-cristal (vitrófero basal), soldada extremadamente, café oscuro, que equivale del 2 al 4% y manchan la roca. La muestra W5 (162 metros) es una toba vítrica moderadamente soldada de un naranja rojizo moderado. Los FVR son de 1 a 4 milímetros y equivalen del 1 al 2%. Pequeños fenocristales (0.5 a 1.5 milímetros) forman del 2 al 3%.

## 165-185

Las ignimbritas de meseta sin diferenciación. La muestra W6 (180 metros) es una toba vítrica-cristal soldada, ligeramente eutaxítica, rojo pálido.

## APÉNDICE B — Datos climatológicos

A pesar de no ser reconocido por algunos, el clima es a menudo un factor importante en el mapeado de una área determinada. Las lluvias torrenciales



de verano en la Sierra Madre Occidental, por ejemplo, interrumpen seriamente el trabajo geológico de campo durante esa estación. Cualquier geólogo que realice su trabajo en Durango, debería tener algo de conocimiento sobre su clima. Se reproduce como apéndice B, un resumen de las zonas climatológicas de Durango, según la transcripción de Rouaix (1952).

*Zona de las Quebradas:* La zona de los cañones profundos se ve mejor como una superficie grande inclinada con frente hacia el Pacífico, la cual se alcanza a una altitud de 200 a 300 metros sobre las cimas de la sierra. Su clima es semi-tropical, marino, con altas temperaturas que son uniformes durante todo el año. La humedad es alta y la lluvia abundante. No existen datos meteorológicos detallados sobre esta zona.

*Zona de las Cumbres de la Sierra:* La zona de las cumbres de las montañas, tiene una elevación entre 2 400 y 3 000 metros. El clima es frío con bastante precipitación que se presenta como lluvias torrenciales en el verano y nevadas intensas al iniciarse el invierno. Las lecturas meteorológicas típicas para esta zona, se obtienen en El Salto.

| El Salto                  | Altitud 2 538 metros |
|---------------------------|----------------------|
| Temperatura promedio      | 10.4°C               |
| Temperatura máxima        | 27.0°C               |
| Temperatura mínima        | — 15.0°C             |
| Promedio de precipitación | 705.6 milímetros     |

*Zona de los valles:* La zona de los valles y llanos tiene un clima agradable con estaciones y periodos de precipitación bien definidos. Los cambios climatológicos, sin embargo, no son extremos. Las lluvias son más frecuentes durante el verano y son en cantidad suficiente para producir abundante vegetación. El único aspecto molesto del clima son los fuertes vientos huracanados que vienen del Altiplano Mexicano entre enero y abril. La elevación de la zona de los valles fluctúa de 1 800 a 2 000 metros. La ciudad de Durango suministra datos climatológicos típicos de esta zona.

| Durango                   | Altitud 1 886 metros |
|---------------------------|----------------------|
| Temperatura promedio      | 17.1°C               |
| Temperatura máxima        | 34.0°C               |
| Temperatura mínima        | — 3.7°C              |
| Promedio de precipitación | 500.7 milímetros     |

*Zona semi-árida:* La zona semi-árida y especialmente el Bolsón de Mapimí, es actualmente parte de la Mesa Central y por eso tiene un clima extremoso. Las temperaturas son altas en el verano, bajas en el invierno y la atmósfera es caliente con lluvias muy escasas. Los vientos que prevalecen son vientos secos y calientes que provienen del sureste. La elevación es entre 1 100 y 1 500 metros. Las lecturas meteorológicas de la zona semi-árida son tomadas en Nazas.

| Nazas                     | Altitud 1 273 metros |
|---------------------------|----------------------|
| Temperatura promedio      | 21.5°C               |
| Temperatura máxima        | 42.5°C               |
| Temperatura mínima        | — 8.0°C              |
| Promedio de precipitación | 321.1 milímetros     |

#### REFERENCIAS CITADAS

- ALBERS, J. P., and KEINHAMPL, F. J., 1970, Spatial relations of mineral deposits to Tertiary volcanic centers in Nevada: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 700C, p. C1 C10.
- ATWATER, TANYA, 1970, Implications of Plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 3513-3536.
- BARRET, T. W., 1972, Geología entre los kilómetros 125 y 152 a lo largo de la carretera Durango-Mazatlán, México: Sociedad Geológica Mexicana, IIa. Convención Nacional, Mazatlán, Sinaloa, (abstract), p. 127-129.
- BOWEN, N. L., 1956, The evolution of the igneous rocks: New York, N. Y., Dover Company, 334 p.
- BURBANK, W. S., and LUEDKE, R. C., 1968, Geology and ore deposition of western San Juan Mts., Colorado, in Ore deposits of the U.S. 1933-1967, John Ridge, ed., vol. 1, p. 714-732.
- CHRISTIANSEN, R. L., and LIPMAN, P. W., 1966, Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, southern Nevada: Geol. Soc. America Bull., v. 77, p. 671-684.
- CLEMONS, R. E., and McLEROY, D. F., 1968, Hoja Torreón 13R-1(1), con resumen de la Geología de la Hoja Torreón, Edos. de Coahuila y Durango: Univ. Nal. Autónoma de México, Cartas geológicas de México, escala 1:100 000.
- COOK, E. F., 1963, Ignimbrites of the Great Basin, U.S.A.: Bull. volcanol., v. 25, ser. 2, p. 89-96.

- , 1965, Stratigraphy of Tertiary volcanic rocks in eastern Nevada: Nevada Bur. Mines, Rept. 11, 61 p.
- CÓRDOBA, Diego A., 1963, Geología de la región entre Río Chico y Llano Grande, Municipio de Durango, Estado de Durango: Univ. Nac. Autón. de México, Instituto de Geología, Boletín 71, parte 1.
- , 1965, Hoja Apizolaya 1eR-1(9), con resumen de la Geología de la Hoja Apizolaya, Edos. de Zacatecas y Durango: Univ. Nal. Autón. México, Cartas Geológicas de México escala 1:100,000.
- CRANDELL, D. R., 1971, Post glacial lahars from Mount Rainer Volcano, Washington: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 677, 75 p.
- DE CSERNA, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey: XX Congreso Geológico Internacional, pp. 1-87.
- EARDLEY, A. J., 1962, Structural geology of North America: New York, Harper and Row, Inc., 743 p.
- ENCISO DE LA VEGA, 1963, Hoja Nazas (13R-K96), con resumen de la Geología de la Hoja Nazas, Edo. de Durango: Univ. Nac. Autón. México, Cartas Geológicas de México escala 1:100,000.
- FOSHAG, M. F., 1928, Mineralogy and geology of Cerro Mercado, Durango, Mexico: Proceedings U. S. National Museum, vol. 74, art. 23, pp. 1-27.
- FREDRIKSON, Goran, 1971, Geology of the Huitis and La mision Quadrangles, northernmost Sinaloa, Mexico: Unpublished M. A. thesis, Univ. Texas, Austin, Texas, 98 p.
- GODDARD, E. N., TRASK, P. D., DEFORD, R. K., ROVE, O. N., SINGEWALD, J. T., Jr., and OVERBECK, R. M., 1948, Rock Color Chart, National Research Council, Washington, D. C.
- HENRY, Christopher, 1972, K-Ar chronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico: Unpublished M. A. Thesis, Univ. Texas, Austin, Texas, 81 p.
- HOVEY, E. O., 1907, A feological reconnaissance in the western Sierra Madre of the State of Chihuahua: Am. Mus. Nat. Hist., Bull., v. 23, pp. 401-442.
- IMLAY, R. W., 1939, Paleogeographic studies in northeastern Sonora: Geol. Soc. America Bull., v. 50, pp. 1723-1744.
- KEIZER, R. P., 1973, Volcanic stratigraphy, structural geology, and K-Ar geochronology of the Durango Area, Dgo., Mexico: Unpublished M. A. Thesis, Univ. Texas, Austin, Texas (in progress).
- KING, R. E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geol. Soc. America Bull., v. 50, pp. 1625-1722.
- LACROIX, Alfred, 1904, La Montagne Pelee et ses eruptions: Paris, Masson et Cie, 662 p.

- LEMISH, John, 1955, Geology of the Topia mining district, Topia, Durango, Mexico: Unpublished Ph. D. dissertation, Univ. Michigan, 205 p.
- LIPMAN, P. W. and STEVEN, T. A., 1970, Reconnaissance geology and economic significance of the Platoro caldera, southeast San Juan Mts., Colorado: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 700C, pp. C19-C29.
- LYONS, J. T., 1973, Chupaderos caldera and associated volcanogenic iron deposits, Durango, Mexico: Unpublished M. A. thesis, Univ. Texas, Austin, Texas (in progress).
- MARSHALL, P., 1935, Acid rocks of the Taupo-Rotorua District: Trans. Roy. Soc. New Zealand, v. 64, pp. 1-44.
- MCLEROY, D. F. and CLEMONS, R. E., 1965, Hoja Pedricenas 13R-1(4), con resumen de la Geología de la Hoja Pedricenas, Edos. de Coahuila y Durango: Univ. Nac. Autón. México, Cartas Geológicas de México escala 1:100,000.
- PANTOJA-ALOR, Jerjes, 1963, Hoja San Pedro del Gallo 13-K(3), con resumen de la Geología de la Hoja San Pedro del Gallo, Edo. de Durango: Univ. Nac. Autón. México, Cartas Geológicas de México escala 1:100,000.
- RANDALL, J. A., 1968, Silver and gold in quartz veins containing argentite, electrum and minor base metal sulfides as a contact run: Econ. Geol., v. 74, No. 6, p. 701.
- ROLDÁN-QUINTANA, Jaime, 1968, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Peñón Blanco, Estado de Durango: México, Soc. Geol., Bol., v. 31, núm. 2, pp. 79-105.
- ROSS, C. S. and SMITH, R. L., 1961, Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations and identification: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 366, 81 p.
- ROUAIX, Pastor, 1952, Manual de historia de Durango: Gobierno del Estado de Durango, Durango, México, 191 p.
- SANGSTER, D. F., 1972, Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A review: Geol. Survey Canada, Dept. Energy, Mines and Resources, Paper 72-22, 44 p.
- SANTILLÁN, M., 1929, Geología minera de la región comprendida entre Durango, Dgo. y Mazatlán, Sin., a uno y otro lado de la carretera en proyecto entre esas ciudades: México, Inst. Geol., Bol., v. 48, pp. 1-46.
- , 1936, Carta Geológico-Minera del Estado de Durango, carta núm. 2: Cartas geológicas y mineras de la República Mexicana, núms. 1-2, México, Universidad Nacional.
- SINGEWALD, Q. D., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part V — Igneous phenomena and geologic structure near Mapimi: Geol. Soc. America Bull., v. 47, pp. 1153-1176.
- SMITH, D. M., Jr., 1972a, Tectonic evolution of the central Sierra Madre

- Occidental, Mexico: Written communication of oral presentation at the Segunda Convención Nacional of the Sociedad Geológica Mexicana, May 3, 1972. Abstract is printed in the meeting's program.
- , 1972b, Unpublished mine report: Minas de San Luis, Tayoltita, Durango, México, 17 p.
- SMITH, R. L. and BAILEY, R. A., 1968, Resurgent cauldrons, in studies in volcanology: Geol. Soc. America Memoir 116, pp. 614-662.
- STEVEN, T. A. and RATTE, J. C., 1960, Geology and ore deposits of the Summitville district, San Juan Mts., Colorado: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 343, 70 p.
- , 1965, Geology and structural control of ore deposition in the Creede district, San Juan Mts., Colorado: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 487, 87 p.
- STIRILING, M. W., 1969, Mexico's great stone spheres: National Geographic Magazine, vol. 136, núm. 2, pp. 295-300.
- SWANSON, E. R., 1973, Petrology and volcanic stratigraphy of the Durango Area, Dgo., Mexico: Unpublished M. A. thesis, Univ. Texas, Austin, Texas. (in progress).
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J., 1951, Igneous and metamorphic petrology: New York, McGraw-Hill Book Co., 694 p.
- TWETO, O., 1968, Geologic setting and interrelationships of mineral deposits in the mountain province of Colorado and south-central Wyoming, in Ore deposits of the U. S. 1933-1967, John Ridge, ed., vol. 1, pp. 552-588.
- WAHL, D. E., Jr., 1972, Geología de la región de El Salto, Durango, México: Sociedad Geológica Mexicana, II Convención Nacional, Mazatlán, Sinaloa (abstract and map), pp. 245-247, p. 88.
- WATTT, R. B., 1970, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental between Durango and Mazatlán, Mexico: Unpublished M. A. thesis, Univ. Texas, Austin, Texas, 91 p.
- WEED, W. H., 1902, Notes on a section across the Sierra Madre Occidental of Chihuahua and Sinaloa, Mexico: Am. Inst. Mining Eng. Trans., v. 32, pp. 444-458.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. and GILBERT, C. M., 1954, Petrology, and introduction to the study of rocks in thin section: San Francisco, W. H. Freeman and Co., 406 p.

## INDICE

|                                                                                                           |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Attapulgita sedimentaria marina de Yucatán, México<br>por Liberto de Pablo Galán . . . . .                | 3  |
| Cálculo cristalográfico. Programa de cálculo electrónico<br>por Francisco J. Fabregat Guinchard . . . . . | 31 |
| El vulcanismo de las planicies de la Huasteca<br>por Claude Robin . . . . .                               | 55 |
| Geología de la Faja del Salto, Durango, México<br>por David Edwin Wahl, Jr. . . . .                       | 93 |

En la imprenta Universitaria, bajo la dirección de Beatriz de la Fuente, se terminó la impresión de *Boletín número 96*, del Instituto de Geología, el día 5 de marzo de 1976. Su composición se hizo en tipos Electra 10:12, 10:11, 8:10 y 8:9. La edición consta de 1 200 ejemplares.

BOLETINES DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA

|                                                                                                                                                                           |               |               |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|---------------|
| 50. <i>Las Meteoritas Mexicanas</i> , por JOSÉ C. HARO, 1931.                                                                                                             | \$ 50.00 M.N. | \$ 5.00 Dlls. |
| 51. <i>Zonas Mineras de los Estados de Jalisco y Nayarit</i> , por TOMÁS BARRERA, 1931.                                                                                   | Agotado.      | Out of Print. |
| 52. <i>Geología minera de la región NO del Edo. de Michoacán</i> , por el Ing. TEODORO FLORES, 1946.                                                                      | Agotado       | Out of Print. |
| 53. <i>Topografía Sepultada en la Región de Santa Rosalía</i> . B. C., por IVAN F. WILSON, 1948.                                                                          | \$ 25.00 M.N. | \$ 2.50 Dlls. |
| 54. <i>Paleontología y Estratigrafía del Plioceno de Yepomera</i> , Edo. de Chihuahua (Primera Parte), por JOHN F. LANCE, 1950.                                           | \$ 25.00 M.N. | \$ 2.50 Dlls. |
| 55. <i>Los Estudios Paleobotánicos de México</i> , por MANUEL MALDONADO KOERDELL, 1950.                                                                                   | \$ 25.00 M.N. | \$ 2.50 Dlls. |
| 56. <i>Las Provincias Geohidrológicas de México</i> (Segunda Parte), por ALFONSO DE LA O. CARREÑO, 1954.                                                                  | \$ 30.00 M.N. | \$ 3.00 Dlls. |
| 57. <i>Espeleología Mexicana, Cuevas de la Sierra Madre Oriental de la Región de Xilitla</i> , por FEDERICO BONET, 1953.                                                  | Agotado.      | Out of Print. |
| 58. <i>Geología y Paleontología de la Región de Caborca</i> , por G. ARTHUR COOPER y otros, 1954.                                                                         | Agotado.      | Out of Print. |
| Pt. III. <i>Fauna Pérmica de El Antimonio, Oeste de Sonora, México</i> , por G. ARTHUR COOPER y otros, 1965.                                                              | \$ 30.00 M.N. | \$ 3.00 Dlls. |
| 59. <i>Los Depósitos de Bauxita en Haití y Jamaica y posibilidades de que exista Bauxita en México</i> , por GUILLERMO P. SALAS, 1959.                                    | \$ 30.00 M.N. | \$ 3.00 Dlls. |
| 60. <i>Geología del Estado de Morelos y de Partes Adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México</i> , por CARL FRIES, JR., 1960.                   | \$ 50.00 M.N. | \$ 5.00 Dlls. |
| 61. <i>Fenómenos Geológicos de Algunos Volcanes Mexicanos</i> , por LUIS BLÁSQUEZ L., ARMANDO REYES LAGOS, FEDERICO MOOSER y JOSÉ L. LORENZO, 1961.                       | \$ 20.00 M.N. | \$ 2.00 Dlls. |
| 62. <i>Reconocimiento Geológico en la Sierra Madre del Sur</i> , entre Chilpancingo y Acapulco, Edo. de Guerrero, por ZOLTÁN DE CSERNA, 1965.                             | \$ 30.00 M.N. | \$ 3.00 Dlls. |
| 63. <i>Contribución al Estudio de Minerales y Rocas</i> , por EDUARDO SCHMITTER y RUTH ROJAS DE GÓMEZ, 1962.                                                              | \$ 30.00 M.N. | \$ 3.00 Dlls. |
| 64. <i>Estudios Geocronológicos de Rocas Mexicanas</i> , por CARL FRIES, JR., 1962.                                                                                       | Agotado.      | Out of Print. |
| 65. <i>Estudios Mineralógicos y Petrográficos del Casquete y la Sal de Algunos Damos Salinos del Istmo de Tehuantepec, México</i> , por SALVADOR ENCINO DE LA VEGA, 1963. | \$ 30.00 M.N. | \$ 3.00 Dlls. |
| 66. <i>Revisión Crítica de los Minerales Mexicanos</i> . BOLEITA, por FRANCISCO J. FABREGAT, 1963.                                                                        | \$ 40.00 M.N. | \$ 4.00 Dlls. |
| 67. Pt. I. <i>Salinidad, Batimetría, Temperatura y Distribución de los Sedimentos Recientes de</i>                                                                        |               |               |

|          |                                                                                                                                                                                                               |                 |               |
|----------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------|---------------|
|          | la Laguna de Términos, Campeche, México, por AMADO YÁÑEZ CORREA, 1963.                                                                                                                                        | \$ 25.00 M.N.   | \$ 2.50 Dlls. |
| Pt. II.  | Sistemática y Distribución de los Géneros de Diatomeas de la Laguna de Términos, Campeche, México, por ÁNGEL SILVA B., 1963.                                                                                  | \$ 25.00 M.N.   | 2 2.50 Dlls.  |
| Pt. III. | Sistemática y Distribución de los Foraminíferos Recientes de la Laguna de Términos, Campeche, México, por AGUSTÍN AYALA CASTAÑARES, 1963.                                                                     | \$ 75.00 M.N.   | \$ 7.50 Dlls. |
| Pt. IV.  | Sistemática y Distribución de los Micro-moluscos Recientes de la Laguna de Términos, Campeche, México, por ANTONIO GARCÍA-CUBAS, 1963.                                                                        | \$ 30.00 M.N.   | \$ 3.00 Dlls. |
| 68.      | Sistemática y Distribución de los Foraminíferos Recientes de la "Playa Washington" al S. E. de Matamoros, Tamps., por LUIS RAFAEL SEGURA V., 1963.                                                            | \$ 30.00 M.N.   | \$ 3.00 Dlls. |
| 69.      | Geología del Área delimitada por el Tomatal, Huitzuco y Mayanacán, Estado de Guerrero, por JOSÉ MA. BOLÍVAR, 1963.                                                                                            | \$ 30.00 M.N.   | \$ 3.00 Dlls. |
| 70.      | Derrames Cíneríticos Las Américas de la Región de El Oro Tlalpujahua, Estados de México y Michoacán, parte centromeridional de México, por CARL FRIES JR., C. S. ROSS y ALBERTO OBREGÓN PÉREZ. En preparación | Being prepared. |               |
| 71.      | Estudios Geológicos en los Estados de Durango y San Luis Potosí, por DIEGO A. CÓRDOBA, EUGENIO CSERNA y ALEJANDRO BELLO BARRADAS, 1963.                                                                       | \$ 40.00 M.N.   | \$ 4.00 Dlls. |
| 72.      | Revisión Crítica de los Minerales Mexicanos, LA PLUMOSITA, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1964.                                                                                                                | \$ 40.00 M.N.   | \$ 4.00 Dlls. |
| 73.      | Contribuciones del Laboratorio de Geocronometría. Partes I-III.                                                                                                                                               |                 |               |
| Pt. I.   | Discusión de Principios y Descripción de la Determinación Geoquímica por el Método Plomo Alfa o Larsen, por CÉSAR RINCÓN ORTA, 1965.                                                                          |                 |               |
| Pt. II.  | Nuevas aportaciones Geocronológicas y Técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría, por CARL FRIES, JR. y CÉSAR RINCÓN ORTA, 1965.                                                                  |                 |               |
| Pt. III. | Compendio de Edades de Radiocarbono de Muestras Mexicanas de 1962 a 1964, por JOSEFINA VALENCIA y CARL FRIES, JR., 1965.                                                                                      | \$ 45.00 M.N.   | \$ 4.50 Dlls. |
| 74.      | Estudios Geológicos en el Estado de Chihuahua. Partes I-II.                                                                                                                                                   |                 |               |
| Pt. I.   | Geología del área de Plomosas, Chih., por INTHER W. BRIDGES.                                                                                                                                                  |                 |               |

|          |                                                                                                                                                                            |               |               |
|----------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|---------------|
| Pt. II.  | Notas sobre la Geología de la Región de Placer de Guadalupe y Plomosas, Chih., por ZOLTÁN DE CSERNA, 1966.                                                                 | \$ 45.00 M.N. | \$ 4.50 Dlls. |
| 75.      | Estudios Mineralógicos, por RICHARD V. GAINES:                                                                                                                             |               |               |
| 1.       | Mineralización de Telurio en la Mina La Moctezuma, cerca de Moctezuma, Sonora.                                                                                             |               |               |
| 2.       | Métodos de Laboratorio para la Separación y Purificación de Muestras Minerales, 1965.                                                                                      | \$ 30.00 M.N. | \$ 3.00 Dlls. |
| 76.      | Estudios de Mineralogía. Partes I-III.                                                                                                                                     |               |               |
| Pt. I.   | Los Minerales de Manganeso de Molango, Hgo., por LIBERTO DE PABLO GALÁN.                                                                                                   |               |               |
| Pt. II.  | Caolinita de Estructura Desordenada de Concepción de Buenos Aires, Edo. de Jalisco, México, por LIBERTO DE PABLO GALÁN.                                                    |               |               |
| Pt. III. | Nota Preliminar sobre la Identificación por Rayos X, de Óxido Tálico $Tl_2O_3$ , por JESÚS RUIZ ELIZONDO, GLORIA ÁVILA I., OCTAVIO CANO CORONA y GLORIA AYALA ROJAS, 1965. | \$ 35.00 M.N. | \$ 3.50 Dlls. |
| 77.      | Los Minerales Mexicanos, 3. DURANGITA, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1966.                                                                                                 | \$ 45.00 M.N. | \$ 4.50 Dlls. |
| 78.      | Los Minerales Mexicanos, 4. CUMENGEÍTA, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1966.                                                                                                | \$ 40.00 M.N. | \$ 4.00 Dlls. |
| 79.      | Los Minerales Mexicanos, 5. LIVINGSTONITA, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1966.                                                                                             | \$ 40.00 M.N. | \$ 4.00 Dlls. |
| 80.      | "Biogeología Subsuperficial del Arrecife Alacranes, Yucatán", por FEDERICO BONET, 1967.                                                                                    | \$ 60.00 M.N. | \$ 6.00 Dlls. |
| 81.      | Ecology Distribution and Taxonomy of Recent Ostracoda of Laguna de Términos, Campeche, México, por GUSTAVO A. MORALES.                                                     | \$ 50.00 M.N. | \$ 5.00 Dlls. |
| 82.      | Estudios de Geocronometría y Mineralogía.                                                                                                                                  |               |               |
| Pt. I.   | Edad de Tres Rocas Intrusivas en la Parte Centro Septentrional de México, por JERJES PANTOJA ALOR y CÉSAR RINCÓN ORTA.                                                     |               |               |
| Pt. II.  | Nuevos datos sobre Mackayita, por RICHARD V. GAINES.                                                                                                                       |               |               |
| Pt. III. | Ilvaíta de El Guariche, Mich., por LIBERTO DE PABLO.                                                                                                                       |               |               |
| Pt. IV.  | Cálculo Cristalográfico, por FRANCISCO J. FABREGAT y RICARDO ESQUIVEL ESPARZA, 1967.                                                                                       | \$ 30.00 M.N. | \$ 3.00 Dlls. |
| 83.      | Los Minerales Mexicanos, 6. JALPAÍTA, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1967.                                                                                                  | \$ 40.00 M.N. | \$ 4.00 Dlls. |
| 84.      | Sedimentología de la Laguna Madre, Tamaulipas.                                                                                                                             |               |               |
| Pt. I.   | Composición y distribución de los Sedimentos Recientes de la Laguna Madre, Tamaulipas, por AMADO YÁÑEZ y CARMEN SCHLAEPPER, 1968.                                          |               |               |



- Pt. II. *Minerales Pesados de los Sedimentos de la Laguna Madre, Tamaulipas*, por CARMEN J. SCHLAEPFER, 1968. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.
85. *Los Minerales Mexicanos, 7. VANADINITA y ENDLICHITA*, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1970. \$ 50.00 M.N. \$ 5.00 Dlls.
86. *Ecología y Distribución de los Micromoluscos Recientes de la Laguna Madre, Tamaulipas, México*, por ANTONIO GARCÍA-CUBAS, JR., 1968. \$ 50.00 M.N. \$ 5.00 Dlls.
87. *Ecología y Distribución de los Foraminíferos Recientes de la Laguna Madre, Tamaulipas, México*, por AGUSTÍN AYALA-CASTAÑARES y LUIS R. SEGURA, 1968. \$ 50.00 M.N. \$ 5.00 Dlls.
88. *Geología Marina de la Laguna de Tamiahua, Veracruz, México*, por RODOLFO CRUZ. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.
89. *Algunos programas de Cálculo Cristallográfico mediante computadora electrónica*, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1971. \$ 50.00 M.N. \$ 5.00 Dlls.
90. *Espeleología de la región de Cacahuamilpa, Estado de Guerrero, México*, por F. BONET, 1971. \$ 70.00 M.N. \$ 7.00 Dlls.
91. NO HA SIDO PUBLICADO AÚN. Not yet published.
92. *Sistema Caolinita-Caolinita Desordenada-Metahalosita-Endelita Atapulgitas-Microscopia y Difracción Electrónica*, por LIBERTO DE PABLO GALÁN, 1971. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.
93. *Fisiografía y Sedimentología del Delta del Río Balsas, Michoacán, México*, por MARIO GUTIÉRREZ-ESTRADA, 1971. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.
94. *Las Arcillas de la Cuenca Carbonífera de Coahuila. Montmorillonita le Estructura Interestratificada*, por LIBERTO DE PABLO GALÁN. *La Celda Reducida*, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1972. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.
95. 1º *Cálculo cristallográfico. Programas para computadora electrónica*, por Francisco J. Fabregat G.  
 2º *Notas sobre la petrología del complejo oaxaqueño*, por Keith Bloomfield y F. Ortega-Gutiérrez.  
 3º *Fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol, Hidalgo, México*, por Claude Robin y C. Bobier.  
 4º *Los hidróxidos de aluminio en los suelos de Chiapas*, por L. Castellanos, M. Medina V. y N. Aguilera. \$ 50.00 M.N. \$ 5.00 Dlls.
96. 1. *Atapulgitas sedimentaria marina de Yucatán, México*, por Liberto de Pablo Galán.  
 2. *Cálculo cristallográfico. Programa de Cálculo Electrónico*, por Francisco J. Fabregat Guirchard.  
 3. *El vulcanismo de las planicies de la Huasteca, Estado de México. Datos geoquímicos y petrográficos*, por Claude Robin.

4. *Geología de la faja del Salto, Durango, México*, por DAVID EDWIN WAHL, JR. \$ 70.00 M.N. \$ 7.00 Dlls.

Para su adquisición diríjase al:

Instituto de Geología, Oficina de Publicaciones — Ciudad Universitaria.  
 México 20, D. F.