

IV ORIGEN DE LOS TEMBLORES

I.—*Geología de la comarca*

En las páginas anteriores nos hemos ocupado de la descripción de los temblores y de los efectos mecánicos de ellos en la superficie, procurando encontrar en estos efectos, indicaciones que nos lleven o sirvan de guía en el estudio del origen de estas sacudidas. Ahora nos toca dar a conocer y explicar la geología de la comarca en la cual debemos buscar la causa o las causas que ocasionaron dichos movimientos.

Comenzaremos por ver, primeramente, a qué elementos geográficos y geológicos pertenece la comarca que ha sido conmovida por estos sacudimientos.

•En obra monumental "Das Antlitz der Erde" (1), hablando de la Sierra Madre Occidental, Suess dice lo siguiente: "Ya hemos anotado que al lado W. de la Sierra Madre Occidental, en Sonora, se han encontrado rocas antiguas, como el Silúrico y el "Piso Barranca" del Triásico con su mantón de carbón; bloques de caliza cretácica y depósitos volcánicos cubren gran parte de esta base. Más hacia el Sur, los depósitos volcánicos aumentan rápidamente de espesor. El perfil transversal, que levantó Weed desde Parral hacia el WSW. hasta la parte inferior del río Sinaloa, nos revela solamente en muy pocas partes de los primeros contrafuertes occidentales y en las cañadas más profundas de la zona oriental, sedimentos fuertemente plegados. En lugar de una cadena de montañas tenemos una mesa que alcanza 2,500 metros aproximadamente, y en sus partes más altas llega hasta 3,200 metros. Esta mesa está muy diseccionada y tiene un declive suave hacia la Mesa Central en el Este, mientras que poco más al W. de Guadalupe y Calvo la bajada hacia el W., es rápida y profunda, sin que corresponda dicha bajada a una fractura. Más bien se debe este brusco descenso al trabajo de la erosión, y la zona amplia de lomeríos, que se extiende a lo largo y al pie de dicho descenso, es la continuación de la base de la mesa grande que anteriormente se prolongaba más hacia el W."

"Esta faja montañosa, restos de una antigua mesa, se ha formado de la siguiente manera: encima de los sedimentos plegados se extendieron y acumularon grandes masas de brechas andesíticas, tobas y lavas en gruesos bancos, depositados horizontalmente. En algunas partes, rocas monzoníticas atraviesan a las andesitas. La erosión cortada de esta formación andesítica abriendo muchos valles, algunos tan profundos como los hay ahora. Más tarde, todas estas depresiones y todas las sierras andesíticas han sido cubiertas por efusiones y productos de proyección rhyolíticos y dacíticos, ricos en sílice, que formaron encima de las mesas andesíticas cortadas por la erosión nuevas mesas. Cubriendo a éstas, por fin aparecen como formaciones más modernas en algunas partes, mesas de basalto. El relieve moderno es el producto de la erosión."

(1) Das Antlitz der Erde. Edouard Suess, Wien Leipzig, 1909, t. III, segunda parte, pág. 494 y siguientes.

"Estos datos comprueban la explicación que había dado poco tiempo antes Ordóñez. Tenemos como resultado, que la Sierra Madre Occidental, en su mayor parte, es de origen sub-aéreo. En las regiones más al N. de Sonora existe todavía cierta semejanza con las sierras sumamente cortadas del margen del desierto del Gila de Arizona."

"Más hacia el Sur, se acercan más las sierras entre sí y más allá sigue la capa volcánica. Como en Sinaloa, también en Durango y Tepic se reconoce un relieve anterior de una montaña andesítica más antigua, debajo de las rhyolitas. Las rhyolitas se extienden, sobre todo, en la Sierra Madre Occidental hacia el E.; en la Mesa Central, esta roca ocupa poca extensión. En la sierra parece que han salido estas rhyolitas de grandes grietas cuya dirección, en lo general, es paralela a la dirección principal (¿de las capas de la base o de la Sierra Madre Occidental?): mientras que en la Mesa Central las rhyolitas hicieron erupción por puntos aislados."

No reproducimos el párrafo sobre las "Bufas" y "El Locero" de Guajuato, porque, además de estar fuera de la zona que nos interesa, contiene ideas erróneas acerca de estas formaciones y añadimos solamente que Suess cree que en el Sur de Jalisco, donde, según la carta de la extensión de las rhyolitas publicadas por Ordóñez, (1) éstas ya no afloran en la superficie sino que están cubiertas por las lavas básicas de los volcanes modernos.

El último párrafo que nos interesa es el siguiente: "Como un dato de mucha importancia debemos tomar el hecho de que la zona en que aparecen efusiones rhyolíticas que más al N. aparecieron solamente en muy pequeña escala en la Mesa Central, al E. de la Sierra Madre Occidental, desde Tepic y Jalisco, se dirige hacia el SE. y en dirección hacia Jalapa, entre y debajo de los volcanes modernos, extendiéndose hasta cerca de la costa oriental. *El mapa de Ordóñez indica con claridad que la línea volcánica antigua de la Sierra Madre Occidental, hace una conversión en la dirección de la línea de los volcanes modernos.*"

Seguramente que la descripción hecha por Suess para la Sierra Madre Occidental respecto a las rocas que la componen y su sucesión, en general es acertada, pero la explicación que él da para su formación no corresponde a los pocos y aislados conocimientos que tenemos de esta parte de la República, que nos llevan a la creencia que el descenso rápido de la Sierra hacia el W., lo mismo que las fracturas, que el mismo Suess acepta en el segundo párrafo traducido, están formadas por líneas tectónicas de una importancia esencial para la explicación de dicho elemento orográfico.

La expresión "Sierra Madre Occidental," por cierto no es una expresión muy feliz. La descripción que dimos arriba con las palabras de Suess, ya nos indica que esta zona elevada no está formada por "un conjunto de montañas con dirección definida y de perfil dentado" sino más bien es la faja ancha de una altiplanicie sumamente recortada por la erosión que por un lado se desvanece con pendiente poco marcada en las llanuras y montañas del interior de la República, que nos hemos acostumbrado a llamar "Mesa Central," y por el otro lado tiene un descenso rápido hacia el W. que conduce, con un desnivel grande, a la zona baja de la costa del Pacífico.

(1) Ezequiel Ordóñez. Las Rhyolitas de México. Bol. Inst. Geól. de México, número 14, 1900.

La presencia de una faja alargada y relativamente estrecha de rocas ígneas, que en ninguna otra parte del país tiene una continuidad tan marcada, y la circunstancia de que esta zona, que alcanza una elevación media de 3,000 metros aproximadamente, sobresale, no solamente de los terrenos bajos de la costa sino también de las llanuras de la Mesa Central, con sus 2,000 metros y más, nos conduce desde luego a la conclusión de que esta Sierra Madre Occidental corresponde a una zona de fracturamiento de una extensión bastante grande y de una importancia considerable. También el carácter del sistema hidrográfico de la Sierra, el arreglo lineal de los ríos longitudinales, la forma estrecha y corta de sus partes transversales nos llevan a las mismas conclusiones. Además, podemos citar las investigaciones (1) de uno de nosotros que en un estudio geológico del mineral de "La Yesca" en la comarca, atravesada por los dos ríos longitudinales de Bolaños y Amatitlán de Jora, encontró un sistema de fracturas que, cortando las andesitas de la base, las dacitas, las diferentes rhyolitas y sus tobas, dió lugar a la inyección y efusión de un magma basáltico y a la formación de vetas mineralizadas, teniendo estas fracturas inyecciones y criaderos, la misma dirección de la Sierra Madre Occidental, NNW.

A este aspecto topográfico y tectónico local se añade el hecho de que paralelamente a esta faja de la así llamada Sierra Madre Occidental, se extiende la depresión del Golfo de Cortés y el trozo alargado y emergido de la península de la Baja California. Además de todo esto, tenemos caracterizada, por lo menos, gran parte de la Sierra Madre Occidental, como una zona en la cual las fuerzas tectónicas, hoy día, todavía demuestran cierta actividad por los temblores que se sienten con alguna frecuencia en ella o en sus límites. Dice el señor Aguilera en un trabajo presentado al XI Congreso Geológico Internacional: (2) "..... le degré plus eleve d'instabilité correspondant a la zone située sur le cote du Pacifique, au la Sierra Madre Occidental borde directement le Pacifique, dont le littoral s'enfonce rapidement avec una pente de 7% a 8%. Elle est comprise entre deux changements de direction des Sierras Madres Mexicanes, changements qui obeissent a la déviation que souffre le continent entre les paralleles 21° y 16°. Cette région est située dans sa majeure partie dans la portion la plus élevée du pays. Elle s'étend (le long de la Sierra Madre Occidental) du NW. au SE. en ayant ses zones les plus instables de la Sierra Madre Occidental."

Precisamente en este rincón interior que principia en el paralelo 21° está situada la comarca sísmica de Guadalajara.

La depresión del Valle del Río Lerma, que viene del E., se ensancha al entrar al Estado de Jalisco, formando las amplias llanuras, cuya parte más profunda está ocupada por el lago de Chapala. Estas llanuras interrumpidas por diferentes cerros y lomas formadas de materiales de efusiones volcánicas se extienden más hacia el W. de Guadalajara, donde en tiempos anteriores el curso del río ha sido obstruído, sea por levantamientos o efusiones muy potentes de materiales andesíticos y rhyolíticos, nacidos de fracturas a lo

(1) Paul Waltz y Luis Hjar y Haro. Notas geológicas sobre el mineral de "La Yesca," especialmente de la mina "Buenavista," Tepic. Bol. Soc. Geol. Mex., t. VIII, pág. 71, México, 1912.

(2) "Les Volcans du Mexique dans leur relations avec le rélief et la tectonique générale du pays," par J. G. Aguilera, Comptes rendus de la Xeme. Session du Congrès Géologique International, 1907, IIeme. fasc., pp. 1167.

largo de la Sierra Madre Occidental. La depresión que quedó detrás de estas cortinas, en aquella época, ha sido llenada en parte, por lagos cuyos depósitos han ido elevando paulatinamente su fondo junto con las corrientes y los productos de erupciones volcánicas más o menos cercanas, mientras que el agua que rellenaba parte del vaso, buscando salida, la encontraba en dirección NW., donde halló en su camino circunstancias que le permitieron una erosión rápida y profunda. A causa de esto, ya antes de que se hubiera rellenado completamente el vaso, el trabajo del río en la Sierra Madre Occidental había llegado a una profundidad que correspondía a la superficie de los materiales depositados en la antigua depresión mencionada. La erosión siguió su camino entrando el río entonces a la fase erosiva también en aquella parte, que antes había sido ocupada por lagos y donde el río estaba antes en su fase depositante.

El curso del río en estos depósitos había sido desviado por formaciones volcánicas que, diseminadas por la llanura, le obligaron a dar vueltas por las faldas de estas formaciones. En otras partes el río se encontró con prominencias del antiguo relieve que, sobresaliendo de los depósitos de acarreo fluvial, lacustre y aéreo, formaron otros obstáculos desviando la erosión.

En este conjunto, descrito a grandes rasgos, se encuentra la ciudad de Guadalajara construida sobre los depósitos que en forma de corrientes, de tobas y de materiales de acarreo llenaron la depresión antigua. Junto a ella pasa el profundo cañón, conocido con el nombre de "Barranca del Río Grande." Las siguientes líneas servirán para informar con algunos detalles más, acerca de la geología de esta zona tan interesante y tan poco conocida.

El valle de Guadalajara, propiamente dicho, está limitado al NW. y N. por el cerro del Río Blanco (al N. de Zapopan) y la mesa de San Isidro; por la Barranca del Río Grande en el NE. y al E. y SE. por unas lomas basálticas que se extienden desde el Cerro de la Reina, cerca de Tonalá hasta el lugar llamado la Junta, donde se reúnen los ferrocarriles de México y de Colima; al S. por los Cerros del Cuatro, Santa María y Gachupín y al SW. y W., por la Sierra de la Venta. Como se ve en el croquis, estos límites forman una especie de romboide truncado en el ángulo inferior cuyo lado NW. se completa con un umbral de muy poca elevación que se considera como límite, por servir de parte-aguas entre las aguas de la barranca que, pasando por Santa Lucía, va hacia el NW. y los arroyos que nacen al E. de este borde y que más tarde forman el río de Zapopan. El valle de Guadalajara es solamente parte de otro gran valle del cual está separado en unas partes por formaciones "postizas" y en otras por profundas cortaduras, efectos de la erosión. Este valle grande se extiende por los dos lados de la barranca moderna y se liga en el SE. cerca de Atequiza con los valles que acompañan al Río Grande desde Yurécuaro. El gran ensanchamiento de estos valles, que principia en el lugar arriba indicado y en cuyo fondo se han formado varias lagunas, de las cuales la de Cajititlán es la más grande, está separada del valle de Guadalajara por las lomas de Tonalá y San Pedro, El Cuatro, Santa María y Gachupín. Mientras que esta sarta de cerros forma un borde bien marcado, entre el cerro del Gachupín y el cerro del Coll, hay solamente un umbral poco marcado, pero siempre lo suficientemente alto para servir de parte-aguas entre las dos depresiones.

Si observamos desde uno de los bordes de la barranca, al N. de Guadalajara, la posición que tienen las capas en las paredes de dicha barranca y la

configuración de las partes planas de la superficie, viene a la mente de que el valle de Guadalajara es la continuación de los valles de Ixtlahuacán y de Cuquío, que se prolongaban, antes de la formación de la barranca, en dirección hacia el SW. y W., encontrándose la misma configuración a este lado de la barranca hasta el pie de la Sierra de la Venta y de la Sierra de Santa Cruz.

De la parte plana de estos valles, surcada por pocas líneas profundas y por numerosas líneas superficiales de erosión, sobresalen esporádicamente elevaciones de diferente altura y de distinta génesis que interrumpen la uniformidad de estos extensos depósitos de acarreo que llenaron la antigua cuenca.

De estas elevaciones, unas son parte del relieve antiguo; otras son formaciones "postizas" debidas a la efusión de productos volcánicos y otras se han formado por movimientos tectónicos.

El Río Grande de Santiago, en el tramo representado en nuestro croquis, no corta por lo regular hasta el fondo de los depósitos acumulados en la depresión del relieve antiguo. Formaciones del antiguo relieve encontramos solamente en algunas partes, donde su curso cortó elevaciones antiguas, de las cuales algunas sobresalen hasta de la superficie de los valles modernos de arriba; mientras que otras de menor altura quedaron cubiertas por las capas de acumulaciones a cuya sucesión, arreglo y distribución nos permite estudiar este hermosísimo corte natural: la Barranca de Río Grande.

Estas elevaciones del relieve antiguo que han sido enterradas en parte por el relleno posterior hoy día en algunos lugares se presentan otra vez a la vista, debido a que la erosión las ha descubierto de nuevo. En ellas podemos estudiar las formas de la superficie del relieve antiguo y observar que la erosión anteriormente ya había obrado de manera desigual a causa de que unas deben de haber estado expuestas a su acción destructora durante largo tiempo antes que hayan sido cubiertas por los materiales del relleno, mientras que otras demuestran formas muy poco atacadas por la erosión. El hecho de que los representantes de la primera clase de elevaciones antiguas están constituidas por rocas rhyolíticas muy resistentes a los desgastes de la alteración y erosión, en tanto que el segundo grupo está formado por cerros de roca basáltica mucho menos resistente, nos lleva a la conclusión de que la formación de los cerros rhyolíticos ha terminado mucho antes que el principio del llenamiento de la depresión. En cambio la formación de los volcanes y cerros basálticos coincidió con el depósito del material del relleno. En algunos de ellos su actividad terminó antes de que la formación de dicho relleno hubiese cesado; otros focos quedaron activos mucho más tiempo. A estos últimos deben las formas "postizas" que se hallan encima del relleno del Valle de Guadalajara.

Una de las eminencias rhyolíticas del antiguo relieve que sobresalen del relleno formando cerros son, por ejemplo, la Sierra de Santa Cruz en el NW. de Guadalajara. Más inmediato a Guadalajara tenemos ejemplos en la Sierra de San Esteban y en algunas elevaciones en sus alrededores. Todas estas eminencias están constituidas por una roca rhyolítica que llama la atención por los grandes cristales de sanidino; su pasta fundamental es microgranítica y compuesta de feldespatos alcalinos y de cuarzo.

Una elevación de menor altura que ha sido cubierta casi por completo por los materiales del relleno y que hoy día está descubierta por la erosión

en un lado, es el Cerro de la Culebra. El cerro se presenta como un espolón y contrafuerte en medio de gran ensanchamiento de la Barranca del Río Grande que principia en las Animas y se prolonga río abajo hasta Pie de Cuesta.

El otro grupo de elevaciones anteriores al relleno formado por volcanes basálticos, está representado por el cerro de Maxcuala, cortado por la barranca de Río Grande, en el angosto cañón que comienza en la confluencia de la Barranca de Ibarra.

Formaciones volcánicas cuyo período de actividad perduró cuando ya el relleno de la depresión había concluido, a pesar de que su primera faz es muy anterior a él, vemos en las lomas de Tonalá y San Pedro, en los cerros del Cuatro, Santa María y Gachupín (todos ellos formando el límite meridional del valle de Guadalajara), el cerro de Copala entre el pueblo del mismo nombre y "La Escoba," al NW. de Guadalajara y el alto cerro de Higuera al NE. del otro lado de la Barranca.

En la anterior enumeración de las formas en conjunto, no hemos mencionado la Sierra de la Venta, que con su prolongación hacia el N. (cerro del Tepopote), forma una elevación que sobresale del relieve uniforme y monótono del valle de Guadalajara, al W. de la capital. Si desde un lugar elevado, como por ejemplo, de una de las torres de la catedral, se ve la Sierra de la Venta con cierto detenimiento, se observa que las elevaciones de las cuales se compone, son los restos de una sola meseta, formada por capas casi horizontales superpuestas que han sido cortadas por la erosión. Como en algunas partes las capas superiores han desaparecido a causa de la misma erosión, la sierra tiene un aspecto escalonado. Este carácter es más claro en la Sierra de San Isidro en el S., pero se continúa hacia el N., donde se puede seguir perfectamente hasta cerca de la hacienda de La Venta, situada en el fondo de una depresión que separa la sierra del mismo nombre del cerro del Tepopote.

Acercándonos a la Sierra, por ejemplo, desde San Antonio del Valle, observamos que por su lado NW. se presenta como si hubiera sido cortada formando los flancos de las elevaciones de este costado un plano muy inclinado que, principiando en el cerro del Coll se prolonga hacia el NW. hasta más allá del cerro del Tepopote. Este plano parece continuarse hacia la profundidad, sumergiéndose en el relleno del valle.

La roca que forma esta parte de la sierra de La Venta, es un vidrio rhyolítico que en algunas partes, como el escalón inferior del cerro del Coll, se asemeja en su aspecto y por el poco contenido de agua, a una obsidiana, mientras que el resto se presenta en forma de una piedra pez más o menos rica en agua. Es de color gris, algunas veces de textura fluidal, quebradiza y se desmorona fácilmente. En los flancos alineados del NW. de dicha sierra está mucho más resquebrajada que en otros lugares.

Esta piedra pez forma diferentes corrientes superpuestas. En el cerro del Coll (lámina XII) han sido destruidas en gran parte por la erosión que obra con gran rapidez en esta roca fácil de alterarse, sobre todo en las partes donde han sufrido perturbaciones. De este modo el Coll, principalmente en su parte superior, se presenta como un caos de bloques que conserva aún un relieve escalonado.

En cambio, en la mesa de Mazahuatl, que forma la parte más alta de la sierra de La Venta, las corrientes de piedra pez parecen estar cubiertas por

una roca menos alterable que, resistiendo a la erosión, protegió a las capas de abajo contra los efectos de la erosión. Como toda la superficie de esta mesa está cubierta por una espesa capa de tierra vegetal, no hemos podido darnos cuenta qué roca será esta capa protectora; pero en sus flancos hemos encontrado, en todas partes, la piedra pez en un estado de mejor conservación y en el lado Sur, donde pasa la vereda que nos sirvió de la bajada de la mesa al punto denominado "El Volcán" o "El Azufre" (1) hemos podido observar en hermosos cortes naturales la estructura de separación en forma de abanico de esta piedra pez. (Lámina XIII.)

Esta misma roca no la volvimos a encontrar en ningún otro punto, ni del relieve actual ni del anterior, ni aun en las formas postizas que cubren parte del relleno del valle; solamente la hallamos al hacer el perfil geológico de la barranca a una profundidad de 260 metros, contada desde su borde, es decir, a una altura de 1,280 metros sobre el nivel del mar, en un acantilado que está arriba del Vertedor de la Planta, de la Junta, cerca del camino de Oblatos a esta planta. (Lámina XIV) y también en el camino de "El Puente de Arcediano" a Ixtlahuacán del Río, en el punto llamado "Peña Prieta." En estos dos puntos esta piedra pez tiene el mismo aspecto: color gris, textura fluidal, fractura astillosa, etc., y está ligada con obsidiana de textura jaspeada y fluidal; pero se distingue de la roca de la sierra de La Venta por la circunstancia de que aquí en la barranca, las corrientes de esta roca están mucho menos quebradas y son de menor espesor, notándose desde luego su mejor conservación por la falta de carácter desmoronadizo y por tener una cantidad mayor de agua.

El cerro del Tepopote, prolongación Norte de la sierra de La Venta, no está formado por la misma roca sino por una rhyolita andesítica sin cuarzo (traquita) con hiperstena. La pasta fundamental es pilotaxítica y los fenocristales, que alcanzan tamaños de $\frac{1}{2}$ centímetro y más, son de plagioclasa bastante ácido, del carácter de la microtina y de sanidino. Esta roca se asemeja en su aspecto mucho a las rhyolitas de los cerros del antiguo relieve al cual pertenecen probablemente. Encima de ella han venido a morir las corrientes de rhyolita vítrea de la que vemos restos en la sierra de La Venta. Esta antigua forma del cerro del Tepopote no está en la misma posición como las otras elevaciones del relieve antiguo del valle de Guadalajara sino que parece que tiene una posición más alta que las demás y está separada de ellas por una fractura que, como ya hemos visto, se destaca bastante bien en forma de una serie de planos inclinados con que termina la sierra hacia esa dirección.

Al pie de estos planos tenemos, además, una forma topográfica muy interesante: el "Bajío de los Pueblitos," una depresión cerrada por completo que está limitada, por un lado, por los mencionados flancos alineados del Coll y de los otros cerros hasta cerca de La Venta y por el otro lado por un borde cortado a pico que en algunas partes alcanza una altura de 60 metros

(1) El lugar tiene este nombre por el depósito de azufre que, formado alrededor de las "solfataras" que están en notable actividad en una de las vueltas del "Arroyo del Azufre." La temperatura llega a 93° C. y los productos son ácido sulfuroso y vapor de agua.

En nuestra corta visita a este lugar no pudimos investigar la causa de la formación de dichas solfataras, tanto más que su estudio se dificulta por estar cubiertos dichos depósitos por terrenos de acarreo.

y en otras, como término medio, 40-45 metros. En este borde se ven perfectamente que la posición de las capas más altas del relleno del valle de Guadalajara es más o menos horizontal con un ligero declive hacia el NE., es decir, hacia afuera. El suelo de este bajío debe haber sido antes más profundo, pues en él se extendieron no solamente las masas derrumbadas del borde del relleno sino también todos los materiales que acarreó la erosión de la sierra de La Venta, por conducto de dos profundos arroyos, a esta depresión. En los flancos de estos arroyos se observan restos de terrazas que rellenaron antiguas cañadas. A la prolongación de la superficie de las terrazas hacia afuera no corresponde ninguna forma actual del borde de enfrente, quedando éste más bajo que una continuación supuesta de las mencionadas terrazas.

En este bajío mueren todas las aguas que vienen de la parte correspondiente de la sierra de La Venta, resumiéndose rápidamente en el fondo de la depresión. Esto se debe, por una parte, a la completa permeabilidad del fondo del bajío, que como ya se dijo, es parte del relleno del valle de Guadalajara, cuyas capas superiores están formadas únicamente por piedra pómez o xal. Por otra parte, tenemos que suponer que precisamente en esta zona del valle de Guadalajara deben reunirse todas las aguas del subsuelo, pues como veremos más adelante, la inclinación de las corrientes rhyolíticas del relleno del valle sobre las cuales decansan las capas de xal, tienen una inclinación hacia el SW., que es precisamente la dirección en que está el bajío y donde estas capas del relleno encuentran al macizo de rhyolitas de la sierra de La Venta. Parece que esta circunstancia puede darnos la explicación de la formación del Bajío, pues es admisible pensar que estas aguas subterráneas, que en esta zona deben correr a lo largo de los estribos de dicha sierra hayan hecho su trabajo de erosión subterránea y la depresión de dicho bajío sea el resultado de los hundimientos lentos que corresponden a la substitución del material acarreado por la erosión subterránea, que precisamente en esta zona es favorecida por la existencia de la mencionada fractura.

Al otro lado de la sierra de La Venta se extiende el amplio valle de Tala, cuyo río principal, el río Salado (que nace de la sierra de La Venta) es uno de los mayores afluentes del río de Ameca. El descenso de la sierra de La Venta hacia este valle es menos abrupto y pronunciado en el terreno, y parece que los rellenos del valle de Tala se prolongan hasta el centro de la sierra de La Venta. Estos depósitos, por lo menos hasta donde los hemos visto en la sierra misma, no están formados exclusivamente por xal como las respectivas capas superiores del valle de Guadalajara, sino que llevan intercalaciones de trípoli (tizate) de un espesor muy considerable. Todos estos depósitos lacustres (?) tienen una inclinación hacia el SW., hacia el valle de Tala, lo que indica también que, después de su formación, ha habido movimientos tectónicos en esta misma sierra. (1)

Si como hemos dicho, no se nota en este lado de la sierra una forma muy pronunciada del relieve que nos indique una fractura sobresaliente, como lo advertimos al costado NE. de ella, en cambio, una serie de manantiales de

(1) Nuestro colega y amigo el señor Enrique Díaz Lozano ha tenido la bondad de estudiar este trípoli, en que encontró como géneros principales de diatomeas, los siguientes: *Cocconeis lineata*. *Cocconema Lanceolatum* Ehrb. *Amphora ovalis* Kz. (?) *Ephitemia Argus*. *Navicula* (Pinnularia) *major* Kz. *Navicula Oblonga* Kz. *Navicula* (Stauroneis) *phoenicenteron* Ehrb. y *Espículas de esponjas de agua dulce*.

aguas termales en terrenos de la hacienda de La Venta ya casi al pie o a medio flanco de la parte NW. de la sierra nos indica la existencia de una discontinuidad. Allá, en la zona donde nacen los pequeños arroyuelos que son afluentes de un arroyo que la gente toma como el principio del río Salado, arriba mencionado, dándole este nombre al arroyo, nos hemos encontrado con tres yacimientos de aguas termales (1) que parecen estar situados sobre una línea que tiene una dirección aproximada N. 40° W. y que coincide con la dirección de la cañada pequeña en que corre el Río Salado en su parte superior. En los flancos de esta cañada se observa una diferencia muy marcada, no solamente respecto al relieve sino a las rocas que la componen, las que, por un lado, son los materiales de acarrea del relleno del valle de Tala, en cuya base aparece una brecha rhyolítica bastante endurecida y atravesada por diaclasas; por el otro, estos depósitos faltan completamente y en su lugar tenemos lomeríos alineados formados por una rhyolita en la que abunda la obsidiana.

Alejado de la línea termal anterior existe otro material: "El Agua Caliente Chica" que nace en la rhyolita de la loma en la que abundan los afloramientos de la obsidiana, al W. de la línea antes mencionada. Aquí no se observa ninguna indicación de una fractura ni en la rhyolita misma ni en el relieve de esta parte de la loma. En cambio, parece seguir el Río Salado a una línea tectónica que está marcada, no solamente por la circunstancia de encontrarse acompañada de la línea termal arriba mencionada sino también por las diferencias que existen entre las rocas de ambos lados.

Todo esto indica que la sierra de La Venta es la parte más alta de un bloque alargado y estrecho que ha quedado en su posición levantada, mientras que la parte que se extiende a lo largo de su pie NE. se ha hundido considerablemente y en menor escala la parte SW. La separación de los bloques se ha efectuado a lo largo de varias fracturas a uno y otro lado del bloque de La Venta, entre las cuales la del Río Salado está marcada con la línea termal. La fractura o las fracturas al otro lado del bloque no se hacen notables por haber quedado enterradas debajo de los depósitos del relleno del valle de Guadalajara y solamente una, la principal, se hace perceptible en la superficie, como ya dijimos, por el alineamiento en los flancos de este lado de la sierra de La Venta y por la depresión alargada del "Bajío," situada al pie del plano inclinado de los flancos.

Para dar una idea de la magnitud del salto que debe haber habido a lo largo de estas fracturas, al lado NW. del bloque de La Venta, necesitamos describir, con más detalles, unos perfiles levantados en la barranca de Río Grande y dar más datos acerca de este grandioso corte natural.

(1) Dos de estos manantiales son conocidos con los nombres de "Agua Caliente Grande" y "Agua Brava," de los cuales, el primero nace en el fondo de los principales afluentes del Río Salado que corta aquí a la brecha rhyolítica en la que ha formado una especie de cañón. Los manantiales nacen de las diaclasas de esta brecha y tienen una temperatura de 67° C. Los manantiales del Agua Brava nacen en el rincón donde tiene su origen un arroyo de curso muy corto y empinado que va a dar directamente al Río Salado. Las aguas de estos manantiales, más abundantes que los anteriores, tienen una temperatura de 68° C., hasta 69° C. y han depositado y depositan sobre los bloques del fondo y en las paredes del arroyo grandes cantidades de "geyserita" en sus formas típicas concrecionales de confites.

El observador que por la primera vez pasa sus ojos desde el Salón de Oblatos sobre las paredes cortadas a pico de este profundo cañón, cree poder notar cierta uniformidad y quietud en la posición de las capas que afloran en las laderas de la barranca. El geólogo que estudia con más detenimiento los perfiles que le proporciona la barranca en varias partes de su largo trayecto, nota precisamente lo contrario, es decir, viene el reconocimiento del cambio continuo que se hace notable de paso en paso, en estos depósitos, respecto a la naturaleza de las rocas que forman las capas y respecto al arreglo de ellas en el sentido vertical y horizontal. En Oblatos hemos levantado un perfil desde el borde de la barranca hasta la planta de La Junta. Este levantamiento fué hecho con los detalles que se pudieron recoger en un medio día, único tiempo de que dispusimos para hacer este trabajo, y están consignados en las siguientes líneas.

En el fondo de la barranca encontramos una roca de color gris verdoso oscuro que en algunas partes demuestra una separación en lajas, algunas veces distribuidas en forma de abanico, y que tiende a una alteración rápida y profunda. La roca ocupa el fondo de la barranca y se encuentra hasta una altura de 150 metros arriba del lecho del río. A la simple vista la roca tiene una estructura fluidal poco marcada, cambiando partes porosas con partes compactas. A la simple vista la roca no tiene estructura porfírica y solamente con la ayuda de la lente se distinguen algunos cristales pequeños de un mineral rojizo oscuro que parece olivino alterado. Los poros están revestidos de una substancia de color gris sucio que no presenta formas cristalinas. Al microscopio se revela como un basalto de plagioclasa, compacto, con pocos fenocristales de plagioclasa, augita y de olivino y con una pasta fundamental formada por plagioclasas aciculares, fragmentos de augita y poca magnetita, todos los últimos de un grano sumamente pequeño.

A la altura de 150 metros sobre el fondo, es decir, a una altura de 1,200 metros sobre el nivel del mar, la pendiente de la ladera de la barranca disminuye y se forma una especie de escalón inclinado que está cubierto con los bloques y materiales derrumbados de arriba, lo que impide la observación de la roca in situ. Es notable que la mayor parte de estos bloques sean fragmentos de una rhyolita vítrea y como esta roca no aflora en las partes superiores de nuestro perfil, donde las condiciones del terreno, limpio de escombros, permiten ver hasta las capas de menor espesor, tenemos que concluir que estos bloques son autóctonos.

La roca en cuestión es de un color gris, con lustre de vidrio; contiene cristales de feldespato blanco, no estriado, es sumamente quebradizo y puesto al sopleté decrepita inflándose. Al microscopio la masa de esta roca es un vidrio de estructura como la de la retinita, sin color y completamente transparente, en el que nadan cristales de sanidino y de vez en cuando una piroxena rómbica, cuyo dicroísmo ligero la caracteriza como hyperstena. Todos estos caracteres coinciden con la de la piedra pez que hemos observado en la sierra de Coll, donde alcanza mayor espesor y está a mayor altura. Las dos rocas no solamente tienen los mismos caracteres petrográficos sino hasta presentan la misma forma de relieve en el terreno, dando lugar a la formación de lo que hemos llamado, hablando del Coll, caos de bloques.

Esta capa alcanza, cuando mucho, un espesor de 160 metros y lleva en su parte superior inclusiones de cintas (Schlieren) de obsidiana de textura fluidal y de una brecha de obsidiana, notables las primeras por los grandes

pliegues que resaltan al alterarse la roca (véase lámina XIV). Junto con esta obsidiana observaríamos una rhyolita felsítica (con impregnaciones de hyalita) que parece formar la parte superior de estas corrientes de rocas rhyolíticas. Esta rhyolita felsítica es más resistente contra la alteración que la piedra pez, y por lo tanto, se destaca en el terreno por un talud más empinado que el de la piedra pez.

Encima de esta rhyolita encontramos una corriente basáltica que tendrá unos 10 metros de espesor. La roca es de un color negro verdoso, compacta, de grano muy fino y contiene además de unos pocos fenocristales de plagioclasa y de *olivino*, núcleos de este último mineral. La estructura microscópica de la pasta fundamental, compuesta de varillas de plagioclasa y fragmentos de augita, es alotriomórfica granuda. Los fenocristales de plagioclasa son del tipo de la microtina.

Sobre esta corriente se halla una capa de una toba brechoide de material volcánico, de color amarillento, que sobre todo en sus partes inferiores, está cargada de pedazos de kaolín. Esta toba, no estratificada, tiene un espesor de tres a cuatro metros y va transformándose en otra, en la que faltan los pedazos de kaolín, mientras que en su lugar aparecen pedazos de obsidiana, de piedra pez retinitica y de basalto. Esta capa vagamente estratificada tiene un espesor de dos metros aproximadamente.

Encima de ella yacen dos capas de vidrio rhyolítico, de las cuales la de abajo, de espesor de 0.15 metros, es del color y lustre de la obsidiana, pero tiene una estructura fluidal, en sentido horizontal, muy marcada, a causa de un sinnúmero de cintas muy delgadas de color rojo que la distinguen de una obsidiana común y corriente.

Entre esta capa y la superior se intercala una capa de tobas silicificadas que tiene solamente un espesor de 0.02 metros. En la capa de arriba tenemos el mismo vidrio como en la capa inferior, pero en tanto que en aquella predominaron las cintas negras de obsidiana, éstas se desvanecen aquí por su poca cantidad, en el vidrio rojo que le da el color a esta capa. Por el color y por la forma de dicha capa, que tiene un metro más o menos de espesor, se destaca muy bien en el relieve a largas distancias por el contraste que ofrece con las capas más claras de las tobas de abajo y la capa gruesa del basalto de encima.

La base del basalto es como muchas veces sucede, escoriosa, lo mismo que su superficie, estando el centro de esta corriente, que tiene unos 12 metros de espesor, muy compacto. El color de la roca es el mismo negro verdoso que el de la corriente de abajo y se distingue de ella solamente por el mayor número de fenocristales prismáticos pequeños de plagioclasa que brillan en toda la roca y que sobresalen junto con los olivinos en la lámina delgada. La pasta fundamental, de estructura alotriomórfica granuda, se compone de plagioclasas, augitas y olivinos en mayor cantidad que en el basalto inferior. Llama la atención que en la lámina se vea que el basalto de abajo sea más fresco que el de arriba, teniendo éste carbonatos como productos de descomposición de los feldespatos.

Sobre este tercer basalto, que marca una especie de escalón, principia una serie de tobas rhyolíticas de colores variados (consúltese la lámina XV) desde el blanco, pasando por el rosa pálido, hasta el rojo pardo amarillento. Estas tobas están formadas por capas de diferente dureza (lámina XVIII), pero siempre son más blandas que el basalto. La diferencia de dureza ha dado

origen a la formación del segundo escalón y como estas tobas son poco permeables (por el contenido de kaolín que tienen) encontramos en esta mesa, que se puede seguir hasta cierta distancia por la ladera de la barranca, huertas con abundantes árboles frutales y terrenos cultivados. En su parte inferior estas tobas son bastante ricas en piedra pómez que desaparece en las capas de más arriba. La superficie de estas tobas está cubierta por los escombros del basalto del tercer escalón, que debe principiar a una altura de 1,450 metros aproximadamente.

Este último escalón está formado por la corriente de un basalto de una estructura especialmente interesante. Grandes cristales de plagioclasa muy clara, transparente y bien formada, y cristales grandes pero menos frecuentes de un olivino de color pardo rojizo, dan a la roca un carácter francamente porfírico. La pasta fundamental es compacta y de un color negro verdoso. La roca no está alterada y es, por lo tanto, muy dura y de un peso específico notable. Al microscopio se observa que la pasta fundamental tiene una estructura alotrimórfica granuda, de un carácter dolerítico y que es de un grano más grueso que la de los otros basaltos inferiores. Se compone de plagioclasas augitas, olivinos y magnetita, entre los cuales nadan grandes cristales de paglioclasa del tipo de la microtina y de una composición ($Ab_{30} An_{70}$), es decir, de una labradorita básica. Además, hay granos grandes de olivino que están algo alterados marginalmente. El espesor de esta última corriente basáltica es de 60 metros y es ella la que en unión con la corriente de rhyolita brechoide encima, forma aquí la ceja de la barranca.

Esta última roca, la rhyolita brechoide, que tanto material ha dado para las construcciones de la ciudad de Guadalajara, tiene cierta semejanza en su aspecto con las dos corrientes de la obsidiana, eutaxítica, sobre todo con la de color negro de abajo que hemos anotado en el segundo escalón del perfil, entre las dos corrientes basálticas.

Pero esta roca contiene muchos fragmentos arredondados de otras rocas y presenta con menos claridad lo jaspeado, en sentido horizontal, a pesar de que la estructura fluidal, dada por cintas de un color pardo, está bien clara.

El color negro de la obsidiana y su lustre vítreo se ha alterado algo a causa de una devitrificación que se observa, en general, en esta roca. El microscopio revela una pasta fundamental de un vidrio pardo, de estructura fluidal con fenocristales de feldespatos, que en la mayoría, son sanidino y con granos de una piroxena rómbica que parece hyperstena. Además, lleva inclusiones de pedazos de piedra pómez y fragmentos de la roca basáltica de su base. El espesor de esta corriente, que demuestra cierta separación en grandes bancos, es de unos cuarenta metros.

La sucesión de las capas que hemos anotado en este perfil, cambia rápidamente río arriba y río abajo, sobre todo respecto a las capas inferiores. Claramente se ve esto en la fotografía (lámina XVI) que nos enseña la parte de la barranca donde se reúnen los dos cañones, el del Río Grande por la derecha, y el del Río Verde de la izquierda. Al lado derecho de esta fotografía se ve el segundo escalón formado por unas capas de tobas blancas, perfectamente estratificadas y cubiertas por una corriente basáltica que sirve de base para las tobas estratificadas de la mesa sobre la cual se levanta el tercero y último escalón con acantilados más o menos marcados.

La serie de capas superiores se puede seguir en la fotografía desde la

margen derecha hasta el fondo donde este lado de la barranca desaparece detrás del espolón que separa las dos barrancas y en este espolón y en el lado izquierdo de la fotografía todavía se destacan las capas horizontales de las tobas blancas, la mesa y el escalón superior. En cambio, las capas de abajo sufren cambios frecuentes y de importancia como también lo demuestra nuestra fotografía a cuyo lado derecho en un acantilado del segundo espolón se observan todavía el basalto inferior del segundo escalón medio, mientras que en el margen de la fotografía en su lugar se presenta una corriente rhyolítica a la cual vienen a dar las capas de tobas blancas que aparecen en esta parte de la barranca debajo del basalto inferior del segundo escalón, en lugar de las corrientes de piedra pez, obsidiana y rhyolita vítrea del perfil de Oblatos.

En la lámina XVII que es la prolongación del lado derecho de la anterior, vemos que río abajo esta rhyolita lentamente sigue con más espesor y paso a paso, conforme con este ensanchamiento, disminuye el grueso de las capas del segundo escalón hasta que en el margen derecho de la fotografía está reemplazada completamente por la corriente rhyolítica que tiene su espesor máximo cerca de la hacienda de Ibarra. (Lámina XVIII.)

Una "facies" de una corriente rhyolítica semejante observamos río arriba en la fotografía panorámica (lámina XVI) en el punto donde la barranca, por la vuelta que allá principia, desaparece detrás del espolón que la separa de la del Río Verde. También aquí se ajustan las capas de las tobas del segundo escalón al relieve levantado de esta corriente rhyolítica, que forma allá un acantilado de la altura de dos terceras partes de la barranca.

Encima de esta corriente rhyolítica siguen las capas de tobas que forman la mesa del segundo escalón y existe allá una barranca que nos permite aclarar la sucesión de estas tobas. En esta, la Barranca de los Laureles que es muy conocida por los famosos baños de aguas calientes (Baños de San Gaspar o de Oblatos), a los cuales se les atribuyen importantes virtudes curativas.

En este punto pudimos observar el siguiente perfil:

5 Corriente de rhyolita brechoide, devitrificada de Oblatos.

4 Basalto de fenocristales grandes de feldespato y olivino con zeolitas.

3 Tobas de colores claros, estratificadas.

2 Corriente de una rhyolita brechoide vítrea parecida a 5.

1 Tobas de color gris azulado, que cambian en rojo cerca del contacto, (1) y esta serie descansa sobre la corriente rhyolítica mencionada que en este lugar alcanza su mayor espesor.

El lugar de donde está tomada la vista panorámica XVI de la barranca y la continuación de ella (lámina XVII) se encuentra al lado del camino, que del Puente de Arcediano sube hacia la hacienda de Maxcuala al borde derecho de la barranca. También el perfil que se observa en este camino difiere del que anotamos de Oblatos, sobre todo en la parte inferior; mientras que la porción superior no se distingue grandemente, lo mismo como pudimos decir de los otros perfiles de esta parte de la barranca. En la parte inferior observamos aquí la corriente de la rhyolita fluidal (que es la continuación de la del otro lado de la barranca) formando el bajo de una serie de tobas rhyo-

(1) Las aguas termales nacen entre la rhyolita 2 y las tobas arcillosas 1. Su temperatura es de 38-42° teniendo los veneros que salen más arriba, de diaclasas en la rhyolita, la temperatura más alta.

líticas arriba y de corrientes de piedra pez y obsidiana (en Peña Prieta), (1) de abajo, serie que corresponde a la anotada en el perfil de Oblatos entre el escalón inferior y de enmedio.

Un perfil análogo a la parte superior resulta en que pudimos estudiar superficialmente en el corte de la Barranca de Ibarra. El de la parte inferior es completamente diferente y más complicado de lo que hemos observado en los perfiles anteriores.

En esta zona falta la corriente de la rhyolita brechoide vítrea de Oblatos que parece que no se ha extendido hasta aquí, y los depósitos de xal del valle de Guadalajara descansan en esta región (Huentitán, Batán, Fábrica de Experiencias) directamente sobre la corriente del basalto con los grandes fenocristales de olivino y de plagioclasa, labrador de la combinación $Ab_{30}An_{70}$ (y más básica) aproximadamente, siendo aquí el espesor de la corriente menor que el del basalto superior del escalón de Oblatos, cuya continuación representa, formando también aquí en el río de San Juan y en el de Batán, un escalón bien formado.

Debajo de este basalto hay una serie de capas de tobas estratificadas cuyo color por lo regular, es claro, habiendo adquirido la superior un color rojo por el contacto con el basalto encima. Estas tobas yacen sobre una corriente de la rhyolita vítrea brechoide que, igual como en la Barranca de los Laureles, forma una intercalación en la serie de tobas y que lo mismo que en los perfiles anteriores, da lugar al desarrollo de la parte menos abrupta del relieve de las barrancas entre el escalón medio y el superior, de los que el primero se compone de las dos corrientes basálticas con sus intercalaciones de toba rhyolítica y rhyolita vítrea. Toda esta serie aparece en la misma forma en la Barranca de Piedras Negras, como se llama la continuación de las dos barrancas del río de San Juan y de Batán unidas.

El camino que va de Guadalajara a la hacienda de Ibarra, situada en el fondo de la barranca del Río Grande donde se le une la de las Piedras Negras, que en su porción inferior está conocida bajo el nombre de Barranca de Ibarra, rodea la parte superior de esta última y entrando del lado de Huentitán baja por la ladera derecha de dicha barranca y ya cerca del fondo sigue faldeando por este mismo lado para entrar a la falda izquierda de la Barranca Grande sobre la cual se baja a la hacienda. La parte menos abrupta de la ceja que aprovecha el camino para principiar la bajada a la barranca de Ibarra o de Piedras Negras, ganando aquí la parte menos empinada de la ladera abajo de la ceja, corresponde a una fractura antigua que atraviesa en este lugar el relleno del valle en dirección EW. aproximadamente. El trazo de esta fractura se observa en la ladera opuesta de la barranca donde una zona con grandes y tupidos árboles paralela a la tubería de la planta eléctrica se extiende desde el borde de la barranca hasta su fondo y marca un cambio en la posición de las capas, sobre todo respecto a la de la corriente rhyolítica cuyos acantilados a la derecha (al Norte) de la zona mencionada (véase lámina XIX), están más bajos que su continuación al S.; de lo que resulta que la parte norte se ha hundido. Las observaciones que pudimos hacer al lado derecho de la barranca en el camino de Huentitán a la hacienda de Ibarra, confirman esta idea y nos indican que esta fractura no es reciente sino anterior, no solamente a la formación de la barranca del Río Grande y de la efusión de la rhyolita

(1) Aquí en la Peña Prieta la superficie de la corriente rhyolítica está formada por una capa llena de esferulitas.

brechoide de Oblatos, lo que se desprende del hecho de que esta rhyolita brechoide se derramó en la depresión al N. de la fractura pero no se extendió, como ya dijimos antes, sobre la parte al S. de ella, donde el axial descansa directamente sobre el basalto porfírico.

El perfil que anotamos en la bajada a la barranca contiene las siguientes rocas:

Parte superior:

Rhyolita vítrea brechoide de Oblatos.
Tobas rhyolíticas.
Basalto con fenocristales de plagioclasa y olivino.

Barrancas de Batón y Piedras Negras:

Tobas rhyolíticas.
Rhyolita vítrea fluidal.
Tobas rhyolíticas.
Dos corrientes basálticas.

Parte inferior de la Barranca de Ibarra.

(Andesita.)
(Corrientes basálticas.)
Tobas rhyolíticas.
Rhyolita esferulítica y felsítica.
Basalto.

Entre estas capas llaman nuestra atención, sobre todo, las inferiores de la Barranca de Ibarra.

En primer lugar, nos sorprende la aparición de una roca andesítica en este perfil, pues en toda la región no observamos esta clase de rocas. Es de sentirse que la posición geológica de esta andesita no sea bien clara, a causa de los escombros que la cubre casi completamente.

El carácter microscópico de esta roca es el de una porfírita con fenocristales de plagioclasa labrador, por lo regular, no muy básico y con una pasta fundamental holocristalina alotriomófica compuesta de plagioclasas, augitas, magnetita y hematita y estos se agregan a otra muestra más porfírica, fenocristales de augita y de hiperstena con abrigos de augita. Queda pues, para resolver si esta andesita de hiperstena y augita es una intrusión local que tiene cierta relación con otras fracturas probables (1) o si es una facies especial de una corriente de basalto, que en este punto deberíamos esperar en el perfil o si es, por fin, una corriente que pertenece al macizo del cerro de Maxcuala del cual tenemos que hablar más adelante.

Las corrientes basálticas que anotamos en el corte debajo de la andesita se observan al otro lado de la barranca donde se ve que dos de ellas, que se extendieron encima de las tobas rhyolíticas, las aplastaron a éstas y las comprimieron fuertemente, lo que se ve con toda claridad en la lámina XVII. Encima de estas dos corrientes, en el hueco que quedó entre sus márgenes, corrió otra corriente posterior (las corrientes más altas pertenecen a la corriente rhyolítica brechoide que forma la intercalación en las tobas, debajo del basalto porfiroide) que no es visible en la fotografía.

(1) En el fondo de la Barranca de Ibarra, en la parte donde se han formado varios saltos de agua de un caudal bastante grande, de una altura regular y de un aspecto verdaderamente pintoresco, se observan diferentes irregularidades en las capas y corrientes de lava producidas probablemente por otras tantas fracturas que, al parecer, están marcadas además por una serie de manantiales constantes y caudalosos.