

INSTITUTO GEOLOGICO DE MEXICO.

DIRECTOR: JOSÉ G. AGUILERA.

LOS XALAPAZCOS

DEL

ESTADO DE PUEBLA

POR

EZEQUIEL ORDOÑEZ.

PRIMERA PARTE.

(CON UN PLANO Y CUATRO LAMINAS).



MEXICO

IMPRESA Y FOTOTIPÍA DE LA SECRETARÍA DE FOMENTO.
CALEJÓN DE BETLEMITAS NÚMERO 8.

1905

ESTADO DE PUEBLA

EXHIBICION DE BOMBAS

LOS XALAPANCOS

ESTADO DE PUEBLA

EXHIBICION DE BOMBAS

PRIMERA PARTE

EXHIBICION DE BOMBAS



MEXICO

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADISTICA Y CENSOS

CALLE DE MEXICO, NUMERO 1

1960

LOS XALAPAZCOS DEL ESTADO DE PUEBLA.

POR EZEQUIEL ORDÓÑEZ.

GENERALIDADES.

En la región central del Estado de Puebla, en la vasta llanura que circunscriben los espolones de la Sierra de Puebla y la Sierra del Pico de Orizaba que limitan allá la Mesa Central, existen varios grupos de pequeños volcanes, que aparecen ya como puntos por donde han tenido lugar erupciones secundarias, sucediendo, después de largo reposo, á las que han engendrado grandes conos volcánicos, ya mostrándose sin ninguna conexión aparente con macizos volcánicos anteriormente existentes.

En todo caso, los grupos de pequeños volcanes que vamos á describir, son de formación sumamente reciente, pertenecen á ese tipo de volcanes que se llama *volcanes de explosión* y son el resultado de la última fase del volcanismo en esa región; parece también que han sido engendrados por una causa local que sólo ha obrado momentáneamente en la parte superior de un magma eruptivo situado á no muy grandes profundidades.

Los volcanes de explosión, como decimos, parecen ser la manifestación forzosa á que se reduce la acción eruptiva en las regiones volcánicas, cuya historia de actividad toca á su fin, en tanto que la posición que un gran

número de volcanes explosivos ocupan dentro de sus áreas volcánicas tiende á demostrar que para muchos de ellos es preciso una influencia superficial determinante de la explosión. En efecto, muchos volcanes de explosión se encuentran situados en llanuras, en cuencas lacustres ó á la orilla del mar; la mayoría están situados en la vecindad de grandes volcanes, cuyo nacimiento remonta á tiempo más lejano, y á veces se forman cuando estos volcanes están en un período agonizante de actividad paroxismal, la que queda en el mundo del vulcanismo de intensidad asombrosa de la época terciaria.

Nuestros volcanes del tipo explosivo, de Puebla, son como todos sus semejantes, de una sencillez de forma y estructura sorprendentes, construídos como para revelar claramente una manera peculiar de ser de los fenómenos volcánicos, en la que no parece corresponder la grandeza del aparato con la debilidad de la fuerza creadora, generalmente ineficaz para dar á luz un volumen considerable de lava ó del material donde se elabora la erupción, y más aún: un volumen de material fragmentario cinerítico que apenas bastaría ó es insuficiente para llenar la cavidad resultante. En nuestros cráteres de explosión, además de verse generalmente una serie muy regular y homogénea de material fragmentario, suministran admirables cortes donde se puede estudiar con sumo detalle la serie de capas que forman el subsuelo de aquéllas llanuras.

Las consecuencias á que da lugar el estudio de los grupos de volcanes de explosión, que con tanto interés hemos recorrido en el otoño del año pasado, dan alguna contribución al conocimiento general de esta importante categoría de fenómenos, no porque introduzcan en la

literatura algún dato no observado anteriormente en sitios de volcanes semejantes, sino porque dan pruebas irrecusables de ciertos principios que con mucho vigor se vienen sosteniendo en estos últimos años. Hay solamente el temor de que las pruebas que ponen de relieve los volcanes de explosión, nos lleven, como así parece, á generalizar demasiado al tratarse de los grandes volcanes.

Como manifestaciones débiles del volcanismo, los volcanes de explosión encuentran su origen á débiles profundidades del suelo, por causas apenas eficientes; la explosión tiene lugar por un conducto estrecho, un tubo ó una chimenea casi circular, dejando las paredes intactas, sin romper ni trastornar en lo más mínimo el terreno vecino, aun en sus capas más superficiales; y por último, el material sólido que resulta de la explosión, forma alrededor del orificio un reborde apenas elevado. Algunos se encuentran tan á raíz del suelo, que parecen como sacabocados. En los llanos de Puebla, el poco realce que tienen estos conos, desiguales y truncados, aunque de base muy ancha, hace que pasen casi desapercibidos en el relieve general de la comarca, algo ondulada en las cercanías de las altas montañas que en medio de la llanura se levantan. Las partes más elevadas de los bordes de aquellos enormes cráteres, tienen en su pendiente exterior ese surcamiento radiante, característico de los conos volcánicos formados de material fragmentario, y fácilmente se confunden con los pequeños cerros de lavas cubiertos de tobas, que por ser tan comunes en la región meridional de la Mesa Central, dejan de llamar la atención de los que están habituados á esta clase de paisajes.

Es preciso ascender la pendiente, á veces muy suave, de los conos, para cerciorarse de que son los bordes de cráteres grandes, cuyo fondo desaparece debajo de un manto de agua notablemente azul, limitado á veces por angostas playas que van hasta el pie de los taludes escarpados de las paredes interiores. En algunos cráteres, las aguas lamen directamente sus paredes abruptas, las que reflejándose en aquel espejo azul producen los más bellos contrastes. Si cráteres de Italia como el Astroni, el Vivara y otros en los Campos Flégreos ó el de Montecchio en el monte Vulture, que con mano maestra describe G. de Lorenzo y el malogrado Carlo Riva, llaman la atención por la densa vegetación que invade las pendientes interiores y con "sus lagos bordeados por las verdes ninfas," los nuestros rivalizan con aquéllos por su profundidad y por sus diámetros; pero los cráteres mexicanos se distinguen por la desnudez característica de sus paredes, donde puede detenerse apenas escasa vegetación. Las capas de cenizas, de tobas, de lapilli, productos de la explosión, se ven escalonadas con débil pendiente hacia el exterior y con un color gris tan igual en todos estos cráteres, que no parece desde luego dudoso que el material cinerítico es arrancado de una misma especie de roca. Pedazos de basalto de todos tamaños, de pizarras y calizas empotrados en las capas, asoman por todas partes.

En el interior de los cráteres más profundos, el material fragmentario, producto de la explosión, se acaba, por regla general, al nivel de la llanura inmediata, y entonces se pueden ver en las paredes, con notable regularidad, bandas de color diverso de tobas amarillentas, de aluvión grueso, de arenas, de pómez, ó por último, las

secciones de corrientes delgadas de basalto de algún malpaís, cubierto por las cenizas de erupciones volcánicas posteriores.

Los cortes de antiguos ríos aparecen como lentes de aluvión; las cenizas de volcanes se mezclan á las arenas del río; en fin, se puede ver toda la historia de cómo se ha elevado la llanura interviniendo un régimen fluvial ó torrencial, un régimen lacustre y un llenamiento con volumen asombroso de polvo y material de volcanes distantes, polvo que bajo la forma de lluvia ó de torrentes debió inundar superficies inmensas de llanura.

Las paredes interiores de los cráteres, regularmente surcadas, son para los más profundos, verticales ó sumamente abruptas; los habitantes han practicado caminos en *zig-zag* que el tránsito continuo ha excavado profundamente, ó bien han aprovechado rendijas que las aguas han cavado, por donde hay que penetrar en una especie de callejón angosto de paredes enteramente á pico; por estos caminos cubiertos de polvo, de ceniza suelta y de piedras, suben y bajan los pobres habitantes de los pueblos de los bordes en busca de agua para los usos domésticos.

No sería posible describir bien, en breves líneas, los grupos de cráteres cuyo estudio motiva estas páginas, porque cada uno tiene fisonomía propia que le distingue de los demás; hay siempre alguna diferencia en la forma ó en la estructura sobre que llamar la atención especialmente.

Hemos dicho que son tan poco prominentes estos conos é intervienen tan poco en la fisonomía general del paisaje, que los cráteres de la llanura del centro de Pue-

bla han pasado casi inadvertidos para la mayoría de nuestros geólogos y para muchos exploradores entendidos.

Humboldt no se ocupa de ellos especialmente, quizá porque no tuvo ocasión de visitarlos; de seguro su estudio le habría decidido á hacerlos entrar en línea de comparación con los cráteres de explosión clásicos de Europa, como lo hizo en su "Cosmos" con buen acopio de datos, y dando al mismo tiempo una explicación muy razonada de su modo de formación, en la que no andaban muy fuera de la verdad ni él ni otros muchos eminentes geólogos de su época.

Humboldt les suponía ya á los cráteres de explosión una edad reciente, pues dice que los valles donde aparecen tienen una forma muy parecida á la actual; y los supone contemporáneos de las corrientes de lavas de sus cercanías, lo que hoy no se admite en la mayor parte los casos.

Saussure se ocupa accidentalmente de estos cráteres de explosión, así como otros antiguos autores. Dollfus, Monserrat y Pavié se ocupan igualmente en términos muy generales.

TOPOGRAFÍA DE LOS LLANOS.

Como hemos dicho, la región que vamos á describir ocupa casi la parte central ó media del Estado de Puebla, en los Distritos de Llanos y Chalchicomula, entre las latitudes $19^{\circ}8'$ y $19^{\circ}30'$, y á más ó menos un grado y medio de longitud oriental de la ciudad de México. Los cráteres de explosión están casi en el centro de una vasta planicie, cuyos límites son: la Sierra del Citlaltepétl

ó del Pico de Orizaba, al Oriente; el extremo, en gran parte volcánico de la Sierra de Puebla, al W. y N.W., y una sierra con dirección Este-Oeste, que separa al Sur la cuenca de Chalechicomula del valle de Tecamachalco.

La planicie á que nos referimos es una de las partes más orientales de la Mesa Central, y muestra las características del mediodía de la Mesa Mexicana, es decir: la subdivisión casi insensible ó por bordes apenas elevados en varias cuencas parciales cerradas y de extensión relativamente pequeña, comunicación fácil por medio de valles relativamente angostos con otras planicies considerables que son aquí los valles de Tepeaca, Tecamachalco, Puebla, etc., aprovechados por los caminos de fierro; y por último, la presencia de pequeñas sierras aisladas en su interior ó de montañas coniformes de naturaleza volcánica, de pendientes fuertes y de considerable altura, levantándose muchas de ellas brusca y rígidamente de la llanura. Algunos de los cráteres de explosión se hallan al pie de estos grandes macizos volcánicos; otros están en los extremos de las sierras; dos de los cráteres se hallan junto á conos volcánicos muy recientes, de muy poca altura é importancia; y dos, por último, se hallan distantes de toda eminencia, constituyendo los cráteres, por sí solos, el único accidente que modifica un poco la uniformidad del terreno.

Unas escotaduras, no muy anchas, que individualizan la Sierra del Citlaltepétl, y hasta donde llega casi la llanura, marcan los bordes de la Mesa Central tan claramente, como lo haría la arista de una sierra elevada. Más allá de estos bordes, las pendientes de esta sierra ó de sierras más ó menos paralelas, que como escalones

ó gradas¹ se suceden hacia las costas, aparecen como los contrafuertes que sostienen una colosal estructura. Tal es el efecto que resulta de pasar bruscamente de una llanura muy grande á las pendientes que descienden á las costas; pero si despojáramos á la Mesa Central de la enorme masa de material volcánico que rellena grandes cavidades y suprimiéramos sus grandes picos volcánicos de más reciente creación, obtendríamos un relieve muy análogo, aunque menos grandioso, al de los soportes orientales de la gran arista que hoy sirve de eje aquí á la Sierra Madre Oriental. La asimetría de la sierra sería, pues, menos sensible.

Por las escotaduras de las Vigas y Esperanza, dominadas respectivamente por el Cofre de Perote y el Pico de Orizaba, salen de la Mesa Central dos vías férreas que recorren parte de las costas veracruzanas por senderos universalmente conocidos, no sólo por los marcados contrastes que les da el clima, sino por la energía que despliegan los accidentes del terreno, reflejo de una tectónica igualmente grandiosa. Tanto agrada admirar, al salir de los Llanos de Perote, las faldas orientales del Cofre, vestidas de un grueso manto rugoso de malpaís, como las faldas del cono del Citlaltepétl y de la Sierra Negra, sostenidas á tan grande altura por las montañas cretáceas de Acultzingo y Orizaba.

La planicie en cuyo medio se encuentran los cráteres, es conocida en el país con el nombre característico de *Los Llanos*. (Los llanos de San Juan, llanos de Perote, llanos del Salado, llanos de Chalchicomula.) Su conjunto tiene un contorno irregular, que resulta de las ramifi-

1 Böse.—*Geología de los alrededores de Orizaba*.—Bol. Inst. Geol. Mex. Número 13, 1899.

caciones que las sierras limítrofes envían hacia su interior. Los llanos se alargan en la dirección N. S., cubriendo una longitud de más de medio grado de latitud. La parte más septentrional, Los Llanos ó San Juan de los Llanos, es una fracción bien circunscrita que no tendríamos que considerar aquí, al no tener su drenaje hacia la parte central que es la región más deprimida donde se reúnen las aguas en una grande superficie, de ordinario cenagosa y á donde desbordan las aguas de un pequeño río llamado del Salado. Los llanos de San Juan comunican con los del Salado por un boquete no muy ancho, entre los cerros de Tepeyahualco y la pequeña Sierra del Carmen. Dependencias de la Sierra de Puebla, y más aún, del conjunto de cerros volcánicos que la bordean, limitan por el Occidente la cuenca del Salado, que por el S.W. recibe las aguas del manantial de Ojo de Agua y las que nacen más allá en las faldas septentrionales del Tecajete y de las otras montañas al pie oriental del gran volcán de la Malinche. Los llanos de la cuenca del Salado se separan apenas de otras planicies muy anchas, como la que se extiende entre Apizaco y Tlaxco ó las de Tepeaca y Tecamachalco, tan bajos son así los bordes que las independen. Los llanos de Chalchicomula ocupan el tercio meridional de esta región típica de la Mesa Central, encerrada al Sur por una larga sierra que se orienta de N.W. á S.E., casi de E. á W., ligada en las cercanías de Esperanza con la cadena de bajos conos volcánicos que parten de la Sierra Negra y del Citlaltepétl, cuyos flancos occidentales sirven también de límite á los fértiles campos de Xalapazco, Tlachichuca y Ocotepéc, al N.W. de la ciudad de Chalchicomula. Nada tan notable en esta región como la Sierra

del Pico de Orizaba, que tantas veces se ha mencionado por los que han escrito sobre este volcán ó sobre su pariente cercano, el Cofre de Perote, situados uno en cada extremo de la sierra, cuya cresta, un poco interrumpida, orientada de N. á S., se ve erizada de gibas, que si no son muy prominentes, al menos parecen subdividirla en macizos por efecto de la localización de los puntos por donde se han verificado con más energía las erupciones, pues toda la sierra es de naturaleza volcánica.

En sus pendientes occidentales, surcadas por barrancas transversales, se levantan varios conos más jóvenes, y cerca de la base de la sierra, como pegadas á ella, hay sierras bajas y pequeñas de rocas sedimentarias, que dan al conjunto cierto movimiento y le quitan su simplicidad.

Una corriente de lava desprendida de los macizos volcánicos del centro de los llanos, y que va hasta encontrar las pendientes de la Sierra del Citlaltepctl, separa los llanos de Chalchicomula, en las cercanías de la Hacienda de la Capilla, de los llanos de Quecholac, situados al Oriente de los del Salado. Aquellos llanos reciben las aguas del flanco occidental del Cofre, y se pierden en su suelo absorbente cubierto de polvo fino y detritus.

La extensión de los llanos de Perote sería muy grande si no hubiesen sido inundados por un enorme malpaís que ha escurrido de unos volcanes al Norte, cuyo manto grandioso de lava, desde cerca de los bordes de los anfiteatros de las Minas, hasta su límite en los llanos de San Juan, con una anchura de 20 kilómetros, cubre una superficie de más de 300 kilómetros cuadrados. Este malpaís que llamaremos del Vigía, la eminencia más alta que en él se destaca, se cuenta entre los últimos

acontecimientos más importantes que han cambiado de fisonomía aquel país, pues casi contemporáneo á él han brotado otras pequeñas corrientes de lava en el interior de los llanos, y cuya formación está íntimamente ligada con la del gran número de cráteres de explosión.

Las eminencias en el interior de los llanos, se encuentran agrupadas un poco excéntricamente, pues se aproximan más de la Sierra del Citlaltepetl que del borde también volcánico del Occidente. Los cerros más prominentes son Las Derrumbadas, dos montañas gemelas de forma aproximadamente cónica, de fuertes pendientes y casi completamente cubiertas de vegetación; su nombre les viene de los derrumbes que constantemente tienen lugar, no solamente en las paredes abruptas de sus barrancas, sino también cerca de las cimas y en los lugares donde la pendiente es mayor que la del talud natural de la tierra suelta, en la que se resuelve la roca (andesitas), cuando ya ha sufrido una alteración muy avanzada. Es muy posible, y nos inclinaremos á creer que esta alteración no es puramente atmosférica, sino que estas rocas han sufrido en partes la alteración química producida por algunos gases de fumarolas hoy completamente extinguidas. Casi al pie de una de estas imponentes montañas existe todavía un respiradero de aire caliente y vapor de agua, en el que funda el vulgo su creencia de que los derrumbes constantes son el efecto de una acción volcánica actualmente manifiesta. Hace pocos años, en una de las Derrumbadas hemos visto y admirado la velocidad y el estruendo con que ruedan las piedras por las barrancas hasta detenerse, después de un trayecto de cerca de 100 metros, en ya enormes

terreros. En la Derrumbada septentrional observamos cerca de la cima un derrumbe en roca tufácea, que se agranda con rapidez increíble, muy notable por la forma caprichosa que han tomado los accidentes del terreno. Partes de roca menos atacada forman aristas muy agudas, separadas por surcos transversales profundos y muy próximos, de tal manera que á la distancia tienen la apariencia de gigantescas pirámides de tierra. La parte de montaña así atacada es una mancha clara desnuda, en medio de la tupida vegetación, y debe ser muy reciente el principio de la fuerte acción erosiva, porque de los bordes de los grandes paredones que ha practicado la erosión, hemos visto caer grandes árboles. Las Derrumbadas, de altura casi igual, se elevan próximamente á 800 metros sobre los llanos; sus cimas se ven cubiertas frecuentemente de gruesas nubes, y son condensadoras importantes que originan repentinas y fuertes precipitaciones.¹

Los torrentes que bajan de los derrumbes acarrean grandes cantidades de tierras, que han formado colosales conos de deyección.

En la base meridional y occidental de Las Derrumbadas se encuentran cerros de menor altura, que ya son pequeños volcanes con su cráter, coronando á pequeñas corrientes de lava, ó bien porciones muy desnudadas de gruesos pliegues de rocas cretáceas, como en los cerros llamados de "Las Ventanas." Igualmente, del lado

¹ Esta opinión va un poco contra la idea de Saussure, quien al hablar de la irregularidad de las lluvias en la Mesa Central, dice que en la llanura de Perote, hacia las Montañas de las Derrumbadas, las lluvias son menos persistentes. *Coup d'œil sur l'Hydrologie du Mexique, etc.* Mém. de la Soc. de Géographie de Genève, 1862.

oriental, un volcán muy joven, aparte de abundante ceniza, arrojó una corriente de lava al Norte de la Hacienda de la Capilla, que hubo de cortar la comunicación entre los llanos de Chalchicomula y los de Quecholac y San José, que hoy forman una cuenca separada. Dollfus, Monserrat y Pavie¹ han hecho aparecer la corriente de lava de la Capilla en su perfil de Perote á Tehuacán, y han hablado de las formas variadas que han tomado por la erosión las colinas tufáceas que se encuentran en sus inmediaciones.

Las estructuras más importantes del interior de los llanos, son las que se encuentran al N. y N.E. de Las Derrumbadas, no por su altura, que es muy inferior á la de estos altos macizos, sino por la naturaleza del material que las forma, por su tectónica y por la independencia que muestran entre sí á pesar de su proximidad. Consisten estos otros conjuntos montañosos: uno, de un grupo de cerros coronado por una eminencia central llamada la Sierra Blanca, de naturaleza completamente volcánica. La forma de este conjunto resulta de la reunión, por decirlo, de varios cráteres, en su mayoría de explosión, pegados los unos contra los otros, con la particularidad de que los más importantes no son de material basáltico como los cráteres-lagos que se encuentran inmediatos, sino constituídos de pómez y cenizas rhyolíticas, formando gruesas capas en los bordes de estos cráteres, y envolviendo numerosas bombas de obsidiana negra. La parte más elevada de la Sierra Blanca es una especie de tapón cilíndrico de roca rhyolítica tufácea, ocupando el medio de un gran cráter de tobas rhyolíti-

1 *Archives de la Commission Scientifique du Mexique.* Paris, 1868.

Par. 9.—2

cas, tan fácilmente atacadas por la erosión, que reproducen en escala menor, pero no menos instructiva, esas entalladuras profundas y menudamente distribuidas que hemos citado hablando de Las Derrumbadas. Estas formas, producidas por erosión, imprimen á la Sierra Blanca su sello característico. Muy blancas se ven estas partes desgarradas del borde cratérico de la Sierra Blanca, en contraste con la masa cilíndrica rojiza de su cima con sus paredes verticales. La vegetación lucha para mantenerse vigorosa en medio de esta destrucción. El color blanco de las superficies descarnadas de ceniza, bien le han valido el nombre de Sierra Blanca.

Para dar una idea clara de estos cráteres, que por su naturaleza rhyolítica son muy interesantes, nos proponemos consagrarles particular atención después, más cuando se encuentran al lado de otros cráteres de explosión del tipo basáltico, que son los más comunes.

El otro grande macizo, al Norte de Las Derrumbadas, en lugar de ser un conjunto de cerros agrupados entre sí, más por origen que por liga topográfica, es verdaderamente una sierra en forma de media luna, con la parte entrante mirando hacia el N.W. Comienza en sus dos extremos por colinas bajas, ligadas entre sí, las que se elevan progresivamente hasta constituir un espinazo continuo con pocas ramificaciones. Casi en el medio de la sierra se encuentran las mayores alturas, como se ve en nuestro perfil. Aunque dicha sierra está formada por rocas de distinta naturaleza, los efectos de la erosión no han dejado señales aparentes que las distinguan, y sí muy visibles contrastes de color que nos han servido de guía para la demarcación de las áreas que cada formación abarca. Entre las rocas (que unas son sedimen-

tarias y otras intrusivas y eruptivas), hay, en cuanto á los efectos de denudación, cierta subordinación; las sedimentarias, susceptibles de un desgaste fuerte, no sólo por su posición sino por su poca dureza en general, se han preservado bastante, porque las rocas intrusivas forman el núcleo de la sierra; también hay en ellas cierta rigidez en el contacto causada por los fenómenos de metamorfismo tan marcados, que ocasionaron dichas rocas ígneas. Nuestro plano geológico y el perfil, dan una buena idea del aspecto topográfico de esta sierra, llamada de Techachalco, que se levanta como una unidad en medio de los llanos, pero muy próxima de la Sierra Blanca y de Las Derrumbadas, entre las que se interpone un cráter-lago, el cráter de explosión de Atexcaqui, uno de los más interesantes y grandiosos de los que vamos á describir en la segunda parte de este estudio.

De una manera verdaderamente accidental, intempestiva, sin ninguna relación geológica, encontramos muy inmediatos á la Sierra de Techachalco otros cráteres de explosión, que muestran estructuralmente tan completa independencia con aquel antiguo macizo, que sin embargo de haber sido creadas las cavidades por una reacción violenta del interior, no han producido el más insignificante movimiento en el terreno vecino, aunque sí hayan volado en pedazos pequeños estribos de la sierra, en aquellas partes que se opusieron al paso de gases y vapores y del material pulverulento de la explosión. Los restos de los estribos de roca sedimentaria asoman todavía en las paredes del cráter de Atexcaqui antes citado. Así como este bellissimo cráter se encuentra en el extremo S.W. de la sierra, en el extremo N.

se encuentra otro de los más grandes, el cráter de Alchichica; en la punta de un pequeño estribo, al Oriente de la misma sierra, apareció un tercero, el cráter de la Preciosa. Nadie puede suponer, de lo poco que se tiene á la vista, que para la formación de estos cráteres ha habido necesidad de una causa común tectónica, que si existe, no la podemos hoy descubrir fácilmente, pues los cráteres no tienen orientación definida; tampoco vemos fallas importantes en las rocas sedimentarias de la sierra de Techachalco que tengan conexión con la situación de los cráteres; parece que lo mismo pudieron surgir aquí estos modernísimos aparatos, que lejos de toda montaña, como es el caso para el cráter-lago de Quecholac que se encuentra aislado en medio de los llanos, entre la Sierra de Techachalco y la Sierra del Pico de Ori- zaba.

Al hablar de las numerosas cuencas cuyo conjunto forman los llanos de Puebla, es importante notar que en un principio formaban un solo vasto recipiente que se ha subdividido por los cambios de nivel que ha traído consigo la aparición de los cráteres en muy reciente época, y la acumulación del material cinerítico que han arrojado, así como también las corrientes de lava basáltica que son un poco anteriores á los cráteres. Siempre las más grandes de las cuencas tienen como núcleo las montañas del interior de los llanos; sin embargo, no nos aventuraríamos á trazar todas las cuencas sobre un plano, porque para fijarlas con alguna exactitud serían necesarias cuidadosas nivelaciones, pero veamos otra vez cómo se encuentran distribuídas, si esto es necesario, después de lo que ya hemos expuesto sobre este asunto: La Sierra de Techachalco, la Sierra del Citlal-

tepetl y la corriente de lava de la Capilla, limitaban un valle que se unía á los llanos del Salado; la formación del cráter de Alchichica interceptó la comunicación, no por la elevación de su propia estructura, sino por los polvos volcánicos arrojados á distancia y por el arrastre de este material por la erosión; así pues, queda circunscrita la cuenca de Quecholac, que tiene un reborde muy bajo entre los bordes del cráter-lago mencionado y la pequeña sierra de calizas cretáceas que entra en el grupo de la Sierra de Tecoxtepec. Al Norte de la cuenca de Quecholac y limitada principalmente por las faldas del Cofre de Perote, la sierra del gran Malpaís del Vigía Alto y el cerro Pizarro, se extiende la cuenca de los llanos de Perote cubierta de cenizas volcánicas, cuya depresión apenas se puede considerar separada de la de los llanos del Salado, cuya extensión hemos ya bosquejado. Por último, citamos las cuencas de San Juan y la de Chalchicomula, esta última un poco más regular de forma y más extensa, alimentada principalmente por el Citlaltepetl y limitada al Norte por Las Derrumbadas. Las aguas del Pico de Orizaba se reúnen en pequeños ríos, uno de los cuales pasa cerca de Chalchicomula y se pierde en los terrenos bajos del medio de esta cuenca.

Por regla general, la magnitud de los ríos como el de Chalchicomula, del Salado, etc., no corresponde en manera alguna el caudal de aguas que dichas cuencas son susceptibles de recoger, dada la importancia y frecuencia de las lluvias durante la propia estación; pero no debe olvidarse que todos los llanos están cubiertos de material volcánico muy poroso que permite la infiltración rápida de las aguas, además de que se extienden en gran superficie tan pronto como corren en la débil pen-

diente en el fondo de las cuencas, aumentando así la infiltración. Las aguas del Salado sí permanecen largo tiempo formando charcos y pantanos, porque esta cuenca recibe muy grande caudal y el lecho está formado, en gran parte, de capas de toba caliza dura.

El río de Chalchicomula se porta en las lluvias como un verdadero torrente, mientras que el Salado se desborda é inunda los terrenos durante los meses del Estío, interceptando ó haciendo intransitables los caminos que ligan los pueblos y haciendas del Norte con los poblados del medio de los llanos. El plan del Salado, en su parte más baja, se cubre de un manto de agua salada que se convierte en un terreno blanco, árido, cubierto de eflorescencias salinas durante el período de secas. Al pasar la estación de las lluvias, grandes charcos persisten por algunos meses. La abundancia de sales, especialmente de tequezquite, es bastante para mantener pequeñas fábricas de sosa en las cercanías del pueblo de Virreyes.

Obras muy simples de canalización podrían cambiar mucho las condiciones hidrográficas de la localidad. Como un ejemplo, citaremos una presa que existe en una hacienda al Occidente, que retiene un volumen de aguas considerable que viene del extremo oriental del Salado, en las cercanías de Huamantla, y que previene las inundaciones en los terrenos inmediatos al pueblo de Tepeyahualco. Se ha hablado ya de un proyecto de canalización para sacar las aguas de estas cuencas y verterlas en los valles del Sur, hacia Tecamachalco. Esto da una idea de lo poco elevados que son los bordes de las cuencas.

Separado del núcleo de montañas del medio de los llanos por medio de la parte más baja de la depresión

del Salado, se encuentra al Norte como obstruyendo el curso del gran Malpaís del Vigía, el cerro Pizarro, una alta montaña de base muy ancha, coronada por un cono regular rocalloso y de fuertes pendientes. Después de los cerros gemelos de Las Derrumbadas, el cerro Pizarro es el más elevado de los llanos, y de más atractivo por su forma elegante, como veremos después, y muy sugestiva. Se desprende muy bien en el paisaje como una gran pirámide, pues está lejano de toda eminencia que pudiera distraer un poco la figura casi simétrica de su contorno. La pirámide aguda superior que compone la mitad de toda la estructura, surge, por decirlo así, del medio de un gran cono truncado; peculiar disposición que no se puede percibir claramente sino á distancia, y especialmente por su lado oriental y septentrional. Fácilmente se descubre que el cerro Pizarro es el esqueleto de un antiguo volcán; es de constitución rhyolítica y de una importancia capital en el estudio cronológico de las rocas de la comarca, pues parece, según veremos más tarde, que las lavas más viejas relacionadas con este macizo han cubierto una superficie enorme, oculta ahora por los gruesos depósitos acumulados durante y después de las erupciones de los grandes volcanes andesíticos de la Sierra del Citlaltepctl y de los modestos volcanes de explosión. El cerro Pizarro es igualmente instructivo en conexión con el estudio de la Sierra Blanca, constituida de material semejante y de los cráteres de explosión de pómez que están adheridos á la masa cilíndrica que corona á esta sierra. El cerro Pizarro es la nota que embellece el camino de fierro Interoceánico en su tramo de Tepeyahualco al Limón, pues se pasa tan cerca de su base que es posible apreciar muchos de los detalles topo-

gráficos de su falda meridional, impresionando vivamente, como ya dijimos, la simetría de sus líneas. Como complemento necesario del estudio de los cráteres de la región, habremos de referirnos otra vez al Pizarro, haciendo una descripción más detallada.

Encontrándose los Llanos cerca del borde de la Mesa Central, en su región meridional, se comprende que su altura absoluta cuenta entre la de los valles más altos mexicanos. Tomando un promedio entre las alturas comparadas de las diversas cuencas componentes, encontramos que la altura media de los Llanos es de 2,325 metros, no sobrepasada entre los grandes valles más que por la del valle de Toluca.

Las alturas mayores del interior de los Llanos, hemos indicado ya que son las de los cerros gemelos de Las Derrumbadas, cuya elevación sobre la planicie no ha sido medida todavía con exactitud, pero puede calcularse aproximadamente en 800 metros. La del cerro Pizarro la hemos determinado con un buen aneroide en 3,080, ó sea de 725 metros sobre el Salado. Las otras eminencias ofrecen alturas moderadas, citándose, sin embargo, la de la cima más alta de la Sierra de Techachalco: la del cerro de Magdalena, con 2,690 metros, y la del punto más alto de la Sierra Blanca, que puede ser de 2,450 metros, que tampoco ha sido determinada.

En la lista siguiente se verá la pequeña altura á que se elevan los bordes de los cráteres de explosión, alturas tomadas, por regla general, de los puntos más altos de los bordes, apartándose á veces demasiado de la altura media, porque la mayoría de los cráteres tienen sus bordes muy desigualmente elevados.

Si se comparan las alturas del nivel del agua del fon-

do de los cráteres-lagos que rodean la Sierra de Techa-chalco, se observará desde luego que es apenas inferior á la de la llanura en donde se levantan, circunstancia que parece poner de manifiesto la dependencia de estos receptáculos con la distribución de las aguas de nivel poco profundo ó freáticas, relación que se manifiesta aún por los cambios de nivel que se observan en el nivel de las aguas de los cráteres.

La frecuencia de las lluvias en la región de los Llanos, se halla dentro de las cifras de precipitación de los otros grandes valles meridionales de la Mesa Mexicana, así como su clima en general responde al de una planicie muy elevada cercada de altas montañas; es decir, cambios bruscos en la humedad atmosférica por efecto del enrarecimiento del aire, temperaturas relativamente bajas, correspondientes á la altura y á la influencia de las altas montañas. Sin embargo, la variación general de aquel clima depende, en gran parte, del efecto que producen los nortes y las tempestades del Golfo, cuya acción se hace sentir siempre en el interior de la Mesa Central. Es característica de los Llanos, la frecuencia de fuertes vientos, principalmente en los meses del invierno, y que soplan más violentos en los llanos de Perote, efecto seguramente de la circulación que se establece entre los aires calientes y húmedos de las costas y los fríos y secos de la Mesa, que encuentran fácil circulación por el boquete que separa al Cofre de Perote de las sierras que circundan los anfiteatros y barrancas al Norte de las Vigas. La circulación encontrada de los vientos en los llanos de Perote, origina frecuentes y grandiosos remolinos. La violenta circulación de los vientos en los meses del invierno, tiene lugar aun en las

grandes alturas, como hemos podido comprobarla en nuestras ascensiones al Cofre de Perote.¹

Ponemos á continuación una lista de las alturas de algunas de las montañas interiores de los Llanos y de los cráteres de explosión.

San Andrés Chalchicomula.....	2,520 m.
Estación de Chalchicomula, F. C. M.....	2,430 ,,
Hacienda de Xalapazco, borde del Xalapazco ²	
Grande	2,555 ,,
Fondo del Xalapazco Grande.....	2,485 ,,
Borde E. del Xalapazco Chico.....	2,600 ,,
Fondo del Xalapazco Chico.....	2,450 ,,
Aljojuca. Plaza del pueblo.....	2,530 ,,
Iglesia del Calvario, borde del Axalapazco de Aljojuca	2,570 ,,
Pueblo de Atenco, borde W. del Axalapazco de Aljojuca	2,490 ,,
Nivel del agua Axalapazco de Aljojuca.....	2,385 ,,
Borde E. del Axalapazco de Tecuitlapa.....	2,495 ,,
Borde W. del Axalapazco de Tecuitlapa.....	2,475 ,,
Cima del cerrito en medio del cráter de Tecuitlapa	2,470 ,,
Nivel del agua Axalapazco de Tecuitlapa.....	2,390 ,,
Tepeyahualco, pueblo.....	2,355 ,,
Llanos del Salado.....	2,350 ,,
Hacienda de Pizarro.....	2,355 ,,
Cima del cerro Pizarro.....	3,080 ,,
Hacienda de Techachalco.....	2,360 ,,
Cerro de Magdalena, cima principal de la Sierra de Techachalco.....	2,690 ,,
Portezuelo del camino entre Techachalco y la Preciosa	2,575 ,,

1 Mucho y bueno ha dicho Saussure respecto al clima de esta región de México en su *Coup d'œil*, etc. Mém. de la Soc. de Géographie de Genève, 1862.

2 *Xalapazco* y *Axalapazco* son palabras indias que usamos para designar los cráteres de explosión, como se explicará en la segunda parte de este trabajo.

Cima del Cerro Grande, Sierra de Techachalco.	2,570 m
Portezuelo del camino de Techachalco al Axalapazco de Atexcaqui.....	2,470 ,,
Borde oriental del Axalapazco de Atexcaqui.....	2,520 ,,
Nivel del agua Axalapazco de Atexcaqui.....	2,410 ,,
Borde Sur del Axalapazco de la Preciosa.....	2,400 ,,
Nivel del agua Axalapazco de la Preciosa.....	2,395 ,,
Rancharía de Quecholac, borde del Axalapazco de Quecholac.....	2,385 ,,
Nivel del agua Axalapazco de Quecholac.....	2,365 ,,
Borde S. E. del Axalapazco de Alchichica.....	2,375 ,,
Nivel del agua Axalapazco de Alchichica.....	2,345 ,,
Cima del cerro de Tepeyahualco.....	2,610 ,,

LAS CONDICIONES TECTÓNICAS DE LOS LLANOS.

Con los datos que anteriormente hemos expuesto sobre la topografía general de los Llanos, de las montañas que los rodean y la sucinta indicación de las clases de rocas que las constituyen, nos parece posible entrar en algunas consideraciones sobre las condiciones tectónicas de toda esa región. Quizá hubiera sido más práctico referirnos á tan importante asunto, al final del estudio que nos proponemos en este trabajo; pero como no nos ocuparemos especialmente más que de las creaciones más recientes y de otras formaciones muy localizadas, no sería posible encontrar cabida en otra parte, á considerar de nuevo los Llanos en conjunto. Además, esta pequeña contribución á la tectónica, no es más que una explicación concisa de los hechos que hemos podido observar aisladamente, puesto que los elementos que nos han servido tuvieron que ser tomados de puntos más ó menos diseminados y distantes de los lugares donde se encuen-

tran los cráteres, cuyo estudio absorbió la mayor parte del tiempo.

Según hemos visto al hablar de la topografía, en el interior de los Llanos se encuentran sierras pequeñas, constituídas de rocas sedimentarias y montañas elevadas, construídas con material eruptivo. Lo mismo debe decirse de las sierras limítrofes; unas son puramente eruptivas, como la del malpaís del Norte, y la del Citlaltepétl, y las otras de rocas estratificadas, como la del Sur y la Sierra de Puebla, por más que esta última se halle bordeada por rocas de naturaleza volcánica. En la mayor parte de los casos se observa topográficamente una separación bien clara entre los macizos constituídos de unas y otras rocas, especialmente cuando las rocas eruptivas son comparativamente jóvenes. Una simple mirada sobre el paisaje, basta para notar la independencia que existe entre la sierra de arista no interrumpida del Citlaltepétl con las pequeñas sierras constituídas de calizas cretáceas, que con cierto paralelismo siguen el flanco y la base occidental de aquella sierra, y que penetran, ya ligadas, ya discontinuas, hacia el interior de los Llanos, como se ven en las cercanías de Tlachichuca, de Tepetitlán, al Norte de Chalchicomula; ó bien cerca de la hacienda de Tenex-tepec y del pueblo de Cuautotolapan, al S.W. de Perote. En el Occidente de los Llanos se advierte la misma separación, como se ve fácilmente al N.W. de San Juan de los Llanos. Nada tienen de común en lo que se refiere á relieve, en el interior de las cuencas, las Sierras de Tepyahualco, de Techachalco, de Tecoxtepec, las Ventanas, etc., de calizas y pizarras, así como otras pequeñas aristas bajas de las mismas rocas, ni con el cerro Pizarro ó con la Sierra Blanca, de rocas rhyolíticas, ni con

las Derrumbadas de rocas andesíticas, por más que la Sierra Techachalco y la Sierra de las Ventanas estén muy inmediatas á aquéllas. Esta independencia topográfica de los macizos eruptivos jóvenes, de las montañas de rocas sedimentarias, tienen una importancia decidida en la tectónica, porque muestra fácilmente que si bien las construcciones volcánicas por su volumen y altura son las que dan hoy al terreno su mayor relieve, las rocas sedimentarias, de tiempo atrás, habían ya dado una fisonomía á toda la región que no había de venir más que á exagerarse poderosamente al final de un gran ciclo volcánico. En efecto, la Sierra de Citlaltepétl debió seguir en su formación la línea directriz marcada por la orientación de los pliegues escalonados que componen la Sierra Madre Oriental, surgiendo aquella sierra de una sola vez y creciendo después por series paroxismales de erupciones y por desalojamiento de los puntos de erupción. La misma observación puede hacerse en los bordes de la Sierra de Puebla, en donde las masas eruptivas se extienden según las líneas marcadas por la orientación de las aristas sedimentarias. No podemos entrar aquí en la discusión de si tales masas han seguido líneas (de fallas ó de fracturas, ó abierto por sí solas su propio camino; pero el hecho de seguir las sierras, con marcado paralelismo el rumbo de los pliegues de rocas cretáceas que definen el relieve oriental de México, es ya bastante para suponer una débil resistencia según esta dirección, como lo asienta claramente Aguilera,¹ y á lo que parece inclinarse el Dr. Böse,² aunque ha-

1 J. G. Aguilera.—*Sobre las condiciones tectónicas de la República Mexicana*. Of. Tip. de la Secretaría de Fomento. México, 1901, pág. 31.

2 Dr. E. Böse.—*Sobre la independencia de los volcanes de grietas preexistentes*.—Mem. Soc. Alzate, T. 14, pág. 218-221.—México, 1899

ya apoyado en algunos casos la idea de la independencia de los volcanes de las grietas preexistentes.

Una particularidad notable del terreno que nos ocupa, es que las montañas volcánicas del interior de los Llanos no están agrupadas formando sierras, sino que aunque muy próximas entre sí, son independientes una de otra. Apenas podría decirse que las Derrumbadas gemelas se ligan por su base, cuanto que el portezuelo que se interpone es muy poco más elevado que la llanura y está ocupado hoy por un moderno y pequeño volcán. El cráter-lago de Atexcaquí, en el flanco Norte de la Derrumbada septentrional, se interpone entre ésta y la Sierra Blanca, y por último, el cerro Pizarro está totalmente aislado. Estos agrupamientos de cerros volcánicos elevados y no de sierras, en medio de los grandes valles y cuencas, es muy característico en el Sur de la Mesa Central, y es indudable que su posición obedece á ciertas particularidades en el modo de ser de las rocas que les sirven de base, dispuestas en pliegues que dejaron largas cavidades profundas, hoy convertidas en valles amplios y planos á fuerza de rellenamiento.

Si suprimiéramos en la región de los Llanos el enorme espesor de material volcánico detrítico allí acumulado en capas sucesivas, obtendríamos varias de esas fosas profundas que han resultado: bien de los hundimientos en block verificados en extensas comarcas del país, ó bien valles profundos que formaban los grandes plegamientos, según los cuales se marcan fallas más ó menos paralelas y escalonadas, tal como se ven según Böse¹ en la vertiente oriental de la Sierra Madre hacia

¹ E. Böse.—*Geología de los alrededores de Orizaba*.—Bol. Inst. Geol. México, núm. 13, 1899.

el Golfo. Aguilera y otros, opinaban con anterioridad que tal debería ser la tectónica, al considerar los movimientos de las rocas cretáceas cuando han experimentado esfuerzos que las han obligado á doblarse en pliegues paralelos normales á la dirección de las fuerzas tangenciales que sobre ellas han obrado. Felizmente, de la superficie sensiblemente plana de los Llanos, como hemos visto, sobresalen numerosas arrugas de rocas cretáceas que se han salvado, á causa de su altura, del diluvio de cenizas volcánicas y de aluviones que rellenaron las fosas. De tales surgimientos, más ó menos esporádicamente diseminados, podemos sacar, según creemos, los trazos fundamentales de la tectónica de esta región.

En efecto, cualquiera que pueda ser la orientación de las sierras cretáceas de los Llanos, las capas de diversa naturaleza petrográfica y espesor tienen un rumbo casi constante N.W.-S.E., ó que oscila alrededor de la línea Norte-Sur. Además, los echados de las capas son siempre muy fuertes, ya hacia el Este como al Oeste, aunque este último parece ser predominante. Muchas aristas pequeñas tienen una dirección más ó menos transversal, de manera que en las faldas asoman las cabezas de las capas, lo que permite apreciar, aun á distancia, en la superficie siempre desnuda y rocallosa, el rumbo de los estratos.

Petrográficamente, las rocas sedimentarias de los Llanos se pueden separar en tres clases, que por orden de sobreposición se suceden de abajo hacia arriba como sigue:

I. Pizarras arcillosas algo satinadas, de color gris claro, muy hojosas, con intercalaciones de capas delgadas de caliza. II. Capas muy gruesas de calizas grises,

muy semejantes á las calizas de Escamela y á las calizas con rudistas de la serie cretácea de Orizaba, y III. Capas no gruesas de calizas y de calizas algo arcillosas con numerosos lentes de pedernal. Las primeras, como las últimas, parecen haber cedido fácilmente á los plegamientos, pues que se ven en algunos lugares con accidentes pequeños, no así las intermediarias, que muestran siempre pliegues y curvaturas de muy grande radio. Las pizarras arcillosas constituyen, con algunas rocas intrusivas y volcánicas, la Sierra de Techachalco, en el medio de los Llanos; parte de las calizas gruesas se encuentran allí también, aunque con discordancia sensible, y se ven igualmente en otras sierras lejanas; por último, la serie III es bien característica en varias sierras, pero especialmente en la de Tepeyahualco y en otras pequeñas aristas inmediatas.

Ahora bien; las pizarras arcillosas muy hojosas son, á no dudarlo, las rocas más antiguas de la serie sedimentaria de los Llanos, lo mismo que las considera Böse en la vertiente oriental de la sierra, de donde las ha descrito con el nombre de "pizarras de Necoxtla," aunque no fija la edad con seguridad por haberlas encontrado desprovistas de fósiles. En el contrafuerte de la alta Sierra de Techachalco, que va hacia el cráter-lago de la Preciosa, Dollfus, Monserrat y Pavie,¹ vieron estas pizarras sin fósiles; las comparan, por su aspecto, á las de la formación Silúrica de Gembloux, en Bélgica, sin que lleguen á afirmar que esta es la edad de esas pizarras.

La circunstancia de encontrarse las pizarras en el me-

¹ *Archives de la Commission Scientifique du Mexique.*—Note accompagnant la coupe de Perote à Tehuacan. II.—1867.—Paris.

dio de los Llanos, de tener un rumbo semejante al de las calizas en gruesos bancos y al de las calizas con peder-
nal, y por último, la regularidad y en algunos casos la
simetría de los echados, nos deciden á considerar el con-
junto de los afloramientos sedimentarios de los Llanos
como los restos de un gran anticlinal, un poco acostado,
afectado de numerosos pliegues más pequeños, paralelos
y escalonados. Alrededor del corazón del gran anticlinal,
que parece ser la Sierra de Techachalco, se han ve-
rificado numerosos hundimientos de grandes blocks de
pliegues enteros de calizas. Viene después la poderosa
erosión, las erupciones, el relleno de material volcánico
que cubre las hondonadas de los pliegues y las fosas de
hundimiento, á transformar la región en una llanura con
numerosas aristas y picos volcánicos. Sería muy difícil
asegurarse, considerando el enorme relleno de material
volcánico, qué condiciones de tectónica reglaron la sa-
lida de las grandes masas eruptivas en el interior de los
Llanos; pero basta sugerir que su posición coincide con
algunos trastornos grandes en los pliegues de rocas se-
dimentarias, para comprender que estos trastornos con-
tribuyen decididamente á la formación de los macizos
volcánicos en determinadas regiones.¹

Lo que hemos expuesto aquí en pocas palabras, res-
pecto á la tectónica de los Llanos, deducida desgracia-
damente de un número reducido de datos, es una buena
aplicación, ya que se muestra con bastante claridad, de

¹ Esta condición de tectónica que afecta á los grandes macizos, no parece ne-
cesaria para volcanes pequeños y cráteres de explosión que no son más que los
testigos del agotamiento y subdivisión de grandes focos volcánicos. Véase á este
respecto lo que hemos dicho en nuestra pequeña nota: *Sobre ejemplos proba-
bles de tubos de erupción*. Mem. Soc. Alzate. T. 22, 1905.

las ideas expuestas por Aguilera en las páginas de su estudio recientemente publicado sobre las "Condiciones tectónicas de la República Mexicana."

Se comprenderá fácilmente la magnitud del gran anticlinal con sus pliegues secundarios, cuyos restos asoman en los Llanos, recordando qué partes de los pliegues laterales están distantes en algunas partes más de 30 kilómetros.

LA SIERRA DE TECHACHALCO.

Hemos dicho que la Sierra de Techachalco con la Sierra Blanca y las Derrumbadas, constituyen un núcleo importante de montañas en el medio de los Llanos, y que alrededor de ella se encuentran varios volcanes de explosión. Topográficamente, la Sierra de Techachalco es muy simple, sus accidentes, aunque numerosos, son poco pronunciados, como lo revela desde luego el contorno de su cresta; no tiene pendientes bruscas ni grandes ramificaciones y se prolonga de un extremo al otro en la forma de una curva de ocho kilómetros de longitud. La sierra es relativamente ancha en su medio (correspondiendo á las mayores alturas: cerro de Magdalena, cerro de la Preciosa, etc.), y angosta y poco elevada en sus dos extremos. Todos los accidentes estratigráficos son fáciles de observar porque la superficie está desprovista de vegetación y esto mismo permite notar la poca ó ninguna relación que existe entre la disposición de sus rocas y las formas que afectan las pendientes como si dichas formas hubiesen sido cinceladas puramente por la erosión; pues por ejemplo los arroyos, que son poco profundos, definidos por la concurrencia de super-

ficies convexas, se encuentran en un constante estado de juventud porque la denudación ejercida sobre toda la superficie de la sierra es tan eficaz, que no deja tiempo á madurar los surcos más intensamente atacados de los arroyos. Esta condición de las formas en una sierra de rocas relativamente antiguas, procede de la facilidad con que se dejan atacar las rocas que la constituyen y de la influencia del clima (cambios bruscos de temperatura, vientos fuertes y frecuentes, grande sequedad y humedad alternativas, y por último, lluvias de carácter torrencial). La Sierra de Techachalco, pues, está en un estado avanzado de disección, y así lo comprueban las condiciones estratigráficas.

En efecto; la parte central de la Sierra de Techachalco es un macizo intrusivo con costras adheridas de la formación sedimentaria en la que se hubo inyectado, y las cuales lo revisten con muy diferente espesor.

En otros lugares, sin embargo, principalmente en los extremos de la sierra, predominan las rocas sedimentarias. En las partes medias de la sierra, las pizarras separadas en girones hacen ver que son verdaderos parches que se han escapado de la erosión en los contactos con la roca intrusiva.

El grupo de rocas sedimentarias consiste, como hemos dicho, de una serie de pizarras muy exfoliadas, arcillosas, ligeramente satinadas, de colores claros (verde gris, gris amarillento, blanco agrisadas), con intercalaciones de calizas apizarradas. Presentan echados muy fuertes, desde 55° hasta completamente verticales, y con rumbos que oscilan entre 45° y 70° N.W., es decir, en posición casi transversal al rumbo medio de la sierra, de tal modo, que en la cresta y en las pendientes se ven

constantemente las cabezas de las capas resistentes, asomando como costillas salientes. Desgraciadamente no es posible fijar la edad de estas pizarras por la ausencia de fósiles, pero si como es posible, corresponden á la serie que se encuentra en la región de Necoxtla, en la bajada oriental de la Mesa Central, entonces se les puede atribuir una edad anterior á las rocas del cretáceo medio (calizas), que soportan allá en muchos lugares.

El hecho real es que estas pizarras parecen muy antiguas, aunque las hayamos colocado provisionalmente como pertenecientes al cretáceo inferior. Ya hemos visto cómo Dollfus, Monserrat y Pavie las comparan, petrográficamente, con las de la formación silúrica de Gembloux, en Bélgica.

Pequeños girones de calizas, en gruesos bancos, se encuentran en el extremo meridional de la sierra, uno de cuyos girones está representado en nuestro plano en el cerro de la Calera. Dichas calizas tienen un rumbo semejante al de las pizarras, pero con echado contrario (70° al N.E.). Hay, pues, una falla, que hizo deslizar una parte del macizo intrusivo que hoy aparece como cortado en la proximidad de las calizas un poco despedazadas en la falla.

Aunque los echados de las pizarras son un poco variables, predomina, sin embargo, la inclinación hacia el S.W. De uno y otro lado del macizo intrusivo se puede encontrar el mismo horizonte de rocas, á juzgar por el número y posición de las intercalaciones de calizas apizarradas. Entonces, para explicar esta disposición, hay que recurrir á la idea de que los extremos N. y S. y S.W. de la sierra, representan las dos ramas de un colosal anticlinal descabezado, acostado un poco hacia el N.E.,

tal como lo hemos querido representar en nuestro perfil. Si esta es la verdadera posición de las pizarras, es probable que éstas constituirían la parte más elevada del geoanticlinal destruído, cuyos pliegues secundarios encontramos en los límites de los Llanos en rocas del cretáceo medio (calizas en gruesos bancos y calizas apizarradas), de que hemos hablado en la tectónica general de esta región.

El estudio estratigráfico y tectónico de las pizarras de Techachalco, habría sido mucho más fácil si no hubieran sufrido un tan avanzado metamorfismo en el contacto con las rocas intrusivas, que las han transformado en rocas silizosas muy duras (corneanas) destruyendo su exfoliación y dándoles, á veces, un aspecto que mucho se confunde con las mismas rocas intrusivas cuando son éstas afaníticas. La complicación se aumenta con la presencia de diques y vetas minerales, no sólo en las mismas rocas intrusivas sino también en las pizarras. Numerosos de estos diques, desde unos cuantos decímetros hasta cuatro metros de espesor, siguen el rumbo de las pizarras ó las cortan oblicuamente en las lomas bajas que se desprenden del cerro de la Ventura en el extremo Norte de la sierra, cerca del cráter-lago de Alchichica. El metamorfismo de las pizarras se ve muy claramente en zonas relativamente grandes, lejanas de los contactos, por ejemplo: arriba del cerro de la Ventura, en el portezuelo á un lado de la cima del cerro de la Preciosa y cerca del cerro de la Calera; en este último lugar, la presencia de calizas cerca del contacto, produce calizas muy cristalinas con algunos silicatos de metamorfismo, como el granate que se encuentra en pequeños cristales.

Si tomamos en cuenta la posición de las pizarras con respecto á la masa de roca intrusiva y á la forma de este macizo, podremos cerciorarnos de su completa independencia tectónica. La intrusión tuvo lugar posteriormente al movimiento de las pizarras. Además, la sierra debería haber ya sufrido una fuerte erosión, no sólo porque se ha inyectado la roca en delgados diques, sino también porque brotó hasta la superficie, mostrando entonces los caracteres de una erupción. Nuestra roca está en diques al Norte, se presenta como un macizo intrusivo en el medio de la sierra y al Sur; y por último, en la cima más alta, en el cerro de Magdalena, sale á la superficie sobre las pizarras, como un doma. La emisión de la roca es acompañada de ciertos movimientos bruscos que engendran brechas de fricción. En la cima de Magdalena se ven las rocas de efusión con un partimiento horizontal á la vez que vertical, es decir, una estructura columnar y también de gruesas lajas sobrepuestas. (Quesos.) La correlación estricta entre las rocas efusivas y las de intrusión, se manifiesta en la cresta de la sierra por la perfecta gradación que existe entre ellas á despecho de las grandes diferencias extremas, pues desde una estructura francamente granítica que tiene en gran parte la roca de la intrusión se llega hasta la estructura microlítica, rica en pasta vítrea en las efusivas, sobre una composición mineralógica y química algo diferente.

La roca más profunda y probablemente la dominante en el *stock* de Techachalco, es holocristalina hipidiomorfa, compuesta de playas alotriomorfas de ortoclasa y cristales idiomorficos de oligiclasa, de piroxena y algunas veces también de hornblenda. Los cristales de

piroxena se agrupan en nidos y se asocian con el cuarzo, el que á su vez se distribuye en la masa como último elemento de formación. La esfena existe en numerosos cristallitos pequeños en algunas de estas rocas. Esta composición responde á la de las monzonitas cuarcíferas.

Cerca de los contactos con las rocas sedimentarias, ó para decir mejor, en la periferia del macizo intrusivo, las rocas son generalmente muy finamente granudas ó microcristalinas porfíricas, pues en una pasta como la de los microgranitos, formada de cuarzo y ortoclasa, hay diseminados cristales de oligoclasa y de hornblenda ó de piroxena, esta última, alterada las más veces en epidota.

En los diques tan numerosos en el extremo Norte de la sierra, las rocas ya contienen muy poca ó ninguna ortoclasa. Se transforman en rocas de pasta microlítica, con cristales de oligoclasa y de piroxena ó de hornblenda. Se pueden considerar como porfiritas andesíticas.

Por último, la masa efusiva que corona el cerro de Magdalena, contiene mayor cantidad de residuo vítreo entrando en la categoría de andesitas de hornblenda. Hay también aquí, brechas y tobas andesíticas.

EL CERRO PIZARRO.

Hemos hecho ya mención en las páginas anteriores, al tratar de las montañas que se levantan en medio de los Llanos, del cerro Pizarro, cuya altura y forma peculiar llaman desde luego la atención.

En efecto, el macizo se levanta á 730 metros de altura sobre la llanura del Salado, que está á su vez á 2,350

metros sobre el nivel del mar; así es que la altura absoluta del cerro es de 3,080 metros.

De cualquier lugar que se mira la montaña, presenta una figura igual y un contorno simétrico. La montaña del Pizarro, que aparece con formas algo rígidas por la falta de abundante vegetación arborescente, muestra, topográficamente, dos partes distintas, muy claramente separables y muy sugestivas: *a.*—Un cono truncado de pendiente no muy fuerte, de base muy ancha y de sección circular que se levanta suavemente de los Llanos. *b.*—Un cono superior agudo, casi una pirámide triangular, que aparece como surgida del centro del gran cono de la base.

Esta forma, de doble cono, se aprecia muy bien en la vista de la lám. XVIII, tomada del lado occidental. En la vista tomada del Sur, desde la llanura, el cono inferior apenas se reconoce en los contrafuertes que rodean la base del cerro y cuyo contorno hemos trazado en el esquema.

La pirámide superior, es más bien lisa que con accidentes de importancia, á no ser surcos insignificantes ó barrancas incipientes, mientras que el cono truncado inferior, de bordes un poco recortados, se ve subdividido á causa de barrancas tortuosas distribuídas en su alrededor, separando numerosos acantilados ó pequeños taludes de pendiente desigual.

La montaña puede ser accesible casi por todos lados, pero hemos escogido para nuestra ascensión el camino muy cómodo que se ha practicado en el flanco occidental y que llega hasta la mitad de la altura, es decir, hasta la corona de rocas del cono inferior, pues aunque aparentemente éste se muestra de menor altura que el cono

superior, con relación á la llanura, se dividen entre los dos casi por mitad la altura total de esta eminencia.

Bien pronto se advierte, al ascender el Pizarro, que entre ambos conos hay una cierta independencia, aunque el cono ó la pirámide terminal se levanta, por decirlo así, del centro geométrico del cono que le sirve de zócalo. Una depresión anular se advierte al partir del borde oriental del gran cono de la base, encorvándose en semicírculo tanto hacia el Norte como hacia el Sur, siempre descendiendo, hasta abrirse en el lado occidental, donde una interrupción del talud externo del gran cono se ha sustituido por un colosal cono de deyección. Se comprende fácilmente que la erosión es el motivo principal de esta individualidad en las partes constitutivas del Pizarro, pues vemos en las depresiones anulares verdaderas barrancas por donde circulan las aguas, marcando su paso arroyos cubiertos de grandes piedras desprendidas de los acantilados que se alzan en el talud interno del cono inferior, algunos de los cuales tienen hasta 50 metros de altura; pero es también seguro, partiendo de la constitución geológica de esta curiosa montaña, que la erosión ha acentuado fuertemente, más que diversificado la forma original de toda la estructura.

Por lo que respecta á la forma del Pizarro, se habrá podido comprender que es el resto de un antiguo volcán; todas las rocas que constituyen esta montaña son de naturaleza rhyolítica.

A despecho de la abundancia extraordinaria de rhyolitas, bocas de erupción de esta clase de rocas, no son, á la verdad, muy comunes en México, porque la erosión ha arrastrado hasta con los vestigios ó dejado esqueletos que apenas se pueden identificar.

Vestigios de grandes corrientes de rhyolitas hemos descrito al hablar de los grandes anfiteatros de las cercanías de las Vigas¹ y de las pendientes de la Sierra del Citlaltepétl, no lejos de Xalapa. El volcán rhyolítico del Pizarro, puede muy bien ser uno de los últimos aparatos creados durante la erupción de aquellas corrientes de lavas ácidas que para escurrir en la superficie han atravesado las calizas y pizarras cretáceas muy plegadas sobre las que descansan directamente. Si es cierto que este macizo rhyolítico y otros pequeños aparatos rhyolíticos en medio de los Llanos pueden tener alguna conexión, como hemos dicho, con la amplia meseta rhyolítica de Chavarrillo, que forma un escalón de la Sierra del Citlaltepétl en su descenso hacia la costa, y con las corrientes de los anfiteatros, etc., productos de erupciones anteriores á la formación del Cofre y Pico de Orizaba, entonces podríamos suponer que debajo de las lavas del Cofre de Perote y debajo de los sedimentos volcánicos recientes que cubren la superficie de los Llanos, un manto rhyolítico más ó menos denudado debe existir, llenando alguna de las grandes depresiones formadas durante el movimiento tectónico de las rocas cretáceas. Sin embargo, entre los nuevos volcanes del tipo explosivo que han aparecido en los Llanos, y que posteriormente vamos á describir, sólo en una región circunscrita han mostrado material rhyolítico. La presencia de material basáltico, como único constituyente de los nuevos cráteres de explosión, nos decide á pensar que se han formado estos cráteres directamente sobre el

¹ Las barrancas de las Minas y de Tatatila. Bol. Soc. Geol. Mex. T. I.—1905.

substratum general, es decir, en los flancos de los grandes y agudos pliegues de las rocas cretáceas.

Para dar una idea comprensiva de la estructura del Pizarro, hemos formado un perfil, ejecutado fielmente con los datos que hemos adquirido al hacer nuestra ascensión por el flanco septentrional, y un tanto hipotético en el flanco opuesto, que no hemos recorrido sino hasta la mitad de la altura.

Es muy sencilla la construcción del cono superior, pues no está formado más que de un macizo de rhyolita de color rosado ó gris, con partimientos en lajas gruesas verticales ó muy poco inclinadas, que se descubren francamente cerca de la cima del cono.

Hacia abajo, cerca de su base, la roca maciza se cubre de un aglomerado en forma de talud, formado de piedras de todos tamaños, retenidos por productos terrosos de desagregación de esas mismas rocas y por tobas ó productos cineríticos, que son más abundantes á medida que alcanzan el nivel de la corona de rocas del cono truncado inferior. Si suprimiéramos los taludes de *detritus* que envuelven el cono superior del Pizarro, encontraríamos un macizo de forma piramidal tan agudo, que casi se asemejaría á un verdadero obelisco, descansando, como hemos dicho, en medio de un cráter de grandes dimensiones.

Más variada por el carácter físico de los materiales, es la estructura de partes del gran cono truncado inferior, cuya semejanza á un cráter no se ha perdido en el lado septentrional, á despecho de una avanzada erosión, y que se identifica no sólo por la forma anular de la cavidad interpuesta entre sus bordes y la base de la pirámide, sino aun por la ordenación de los productos que

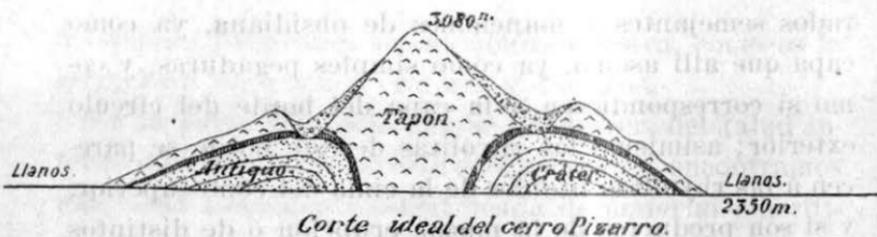
atestiguan luego una acumulación sucesiva, como es la estructura de muchos cráteres volcánicos.

En la parte más baja que se puede ver, del talud interno del lado Norte de este enorme cráter, encontramos una masa toscamente estratificada de material cinerítico, compacta á fuerza de presión, envolviendo pedruscos no muy grandes de rhyolita maciza. Hasta un cierto nivel, la masa de tobas se acaba y descansa sobre ella, siguiendo la forma anular del contorno de la barranca, una faja de obsidiana negra, muy claramente visible por su color, que en la pared escarpada se ve como una cinta oscura, ya uniforme, ya subdividida en capas por intercalaciones de roca pomosa más clara de color. La obsidiana dura, resistente á la erosión, forma en partes la cresta del anillo, partida en columnas imperfectas ó en masas redondeadas, y en partes se corona de grandes trozos acantilados de rhyolita litoide, semejante á la del cono superior. Un grande acantilado que muestra estos diversos estados del material rhyolítico que constituye esta parte del Pizarro, se encuentra á la entrada de la barranca por el lado N.W. En general, entre las tobas de los aglomerados, la pómez, la obsidiana y la rhyolita litoide maciza, hay todas las transiciones posibles, enseñando, como es natural, que no son más que estados físicos diversos de un solo magma. Lo curioso es la posición relativa de los materiales, pues que ocupan el más bajo nivel los productos acumulados durante una lluvia de cenizas y pedruscos, después de lo cual, rocas fundidas ó pastosas escurrieron y se consolidaron sobre las tobas y aglomerados.

En los deslaves que han engendrado las lluvias en la base del cono superior, se pueden ver partes de aglome-

rados semejantes y manchones de obsidiana, ya como capa que allí asoma, ya como simples pegaduras, y como si correspondiesen á la capa del borde del círculo exterior; asimismo las rhyolitas de este borde se parecen á las rhyolitas litoides de la cima del cono superior, y si son productos de la misma erupción ó de distintos paroxismos, no puede decidirse fácilmente; pero de todas maneras, la idea que sugiere la regularidad con que se manifiesta la estructura del cono inferior, es la de un cráter de grandes dimensiones, cuya forma no ha podido desvanecer completamente la erosión, aunque haya reducido mucho su altura. El cono superior es indudablemente el tapón que obstruyó para siempre esta chimenea de erupción, y que se ha de haber levantado sobre el cráter en la forma de un doma ó de un obelisco, si es, como parece seguro, que el cráter de cuyo medio surgió no alcanzó nunca la altura actual de la cima del Pizarro. Nada de extraño tendría, tampoco, que hubiese sido una pirámide poco elevada sobre los bordes de un cráter como la pirámide del Ajusco, ó un tapón en forma de doma, como el del cráter del Xinantecatl. El Pizarro es, pues, el esqueleto de un antiguo volcán rhyolítico, que tiene por base, debajo de materiales volcánicos, las rocas cretáceas cuyos pliegues asoman en la base occidental en una pequeña arista llamada el cerro de San José.

Al escurrir la lava del vastísimo malpaís del Vigía, el Pizarro ha servido de obstáculo. Desde la cima del cerro se ve el manto negro llegar hasta la base tendida del Norte, y desviarse hacia el N.E. y Oriente como una ancha faja desgarrada que inunda parte de los Llanos de Perote.



Rhyolita



Tobas y pomez.



Obsidiana.



Taludes de derrumbe.

*
* *

Hemos indicado ya que por las condiciones de yacimiento y por los caracteres microscópicos, las rocas del Pizarro se relacionan entre sí de tal modo, que es preciso considerarlas como simples estados físicos diferentes de una sola materia, de un solo magma, en el que han variado las condiciones de su enfriamiento en el acto de su erupción. Esta idea, adquirida desde un principio en el terreno, quedó plenamente confirmada con el estudio microscópico y con los análisis químicos hechos sobre los materiales que muestran las más grandes diferencias de estructura.

Estos análisis dan una proporción muy fuerte de sílice, más de lo que se podía esperar, deduciendo la composición de la observación microscópica, pues que si bien muchas preparaciones, especialmente de las rocas con mayor número de elementos cristalinos, se presentan con el aspecto frecuente de las rhyolitas, hay algunas de estas mismas que tienen la apariencia de dacitas. Pero lo que más llama la atención es la relativa pobreza

de los álcalis y de la cal, y la relación poco común en las rhyolitas, entre las cantidades de sosa y de potasa. Estas diferencias en la composición normal, se verifican en las llamadas con toda propiedad *rhyolitas sódicas* (Natron Liparit),¹ ó en las rocas de la isla de Pantelleria (Panteleritas), descritas primeramente por Foerstner.²

Además de la característica química que introduce en las rocas descritas por Foerstner la fuerte cantidad de sosa, se especifican muy bien por la presencia constante de minerales ferromagnésicos que no son de ordinario muy frecuentes en las rhyolitas comunes. Tales minerales son la augita y una hornblenda triclinica (la cossyrita). Nuestras rhyolitas sódicas del Pizarro no contienen, en verdad, este último mineral, pero llevan constantemente una mica biotita muy ferrífera, en pajillas generalmente alargadas, á veces opacas y muy pequeñas, que en sus formas aparentes y por sus tintes de polarización, se podrían tomar á primera vista como de cossyrita. Tienen, además, estas rocas, en su pasta vítrea, la augita en microlitas. Si las rocas del Pizarro pueden considerarse ó no, como una variedad de Panteleritas, en el sentido de la corriente clasificación, no nos creemos bastante autorizados para decidirlo. Sería preciso reconocer que existe como elemento constante la anortoclasa, y creemos haberla visto solamente en muy raros casos, bien que los fenocristales en nuestras rocas

1 Rosenbusch.—*Mikrosk. Physiographie der mass. Gest.*—Stuttgart. 1896, pág. 570.

2 *Nota preliminare sulla geologia dell'Isola de Pantelleria &c.* Boll. del R. Com. Geol. d'Italia. Vol. XII, 1881. Roma. Desgraciadamente no hemos podido consultar los otros trabajos del autor sobre el mismo asunto, especialmente el estudio de los minerales componentes de estas rocas publicados en el *Zeitsch. für Krystallographie, &c.*

son muy raros. Además, la proporción de sílice sobrepasa un poco á la que como máximo contienen las panteleritas originales y aun las rocas que entran en el rango de las pantelerasas de la clasificación cuantitativa americana.¹

En todo caso, nuestras rhyolitas entran en la categoría de las rhyolitas sódicas, como las que describe Ossan de algunas montañas del Trans-Pecos, Texas,² ó como las de Palache, del Norte de Berkeley, en California.³

Para comparar, ponemos á continuación dos análisis de rocas del Pizarro; una litoide, (I) y la otra obsidiana, (II) el análisis de Foerstner de la pantelerita más rica en sílice de Pantelleria, (III) y el de rhyolita sódica esferolítica de Berkeley (IV) (Palache):

	I. ⁴	II. ⁴	III.	IV.
SiO ₂	75.94	74.37	72.5	75.46
Al ₂ O ₃	15.67	14.86	11.5	13.18
Fe ₂ O ₃	0.23	0.06	7.1	0.91
FeO	1.06	2.94	5.4
MgO	0.10	0.28	0.9	0.10
CaO.....	0.53	0.85	1.5	0.95
Na ₂ O.....	5.70	6.32	7.7	6.88
K ₂ O.....	0.76	0.77	0.9	1.09
H ₂ O.....	0.32	0.93
	100.31	100.45		

1 C. I. P. W.—*Quantitative Classification of Igneous Rocks. 1903.*

Chemical Analysis of Igneous Rocks published by H. S. Washington. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper N° 14. Washington. 1903.

2 Rep. on the Rocks of Trans-Pecos, Texas. 4th. An. Rep. Geol. Survey of Texas. 1892.

3 *The Soda-Rhyolite North of Berkeley.* Bull. Dept. of Geology Univ. of Cal. Vol. I. 1893-96.

4 Los análisis de las rocas del Pizarro fueron hechos en el Laboratorio Químico del Instituto Geológico por el Dr. Víctor von Vigier, Ayudante de química del mencionado Laboratorio.

Como se ve, los análisis se encuentran bastante comparables entre sí, haciendo abstracción de las pequeñas diferencias en fierro y cal, que dependen de la diversa naturaleza de los minerales coloridos que cada una tiene ó que casi no contienen, como la rhyolita de Berkeley.

De acuerdo con el aspecto microscópico y el grado de desvitrificación de las rocas del Pizarro, se pueden distinguir tres variedades que se ligan entre sí por transiciones numerosas: 1.—Roca compacta, litoide, sin fenocristales, de pasta esencialmente felsítica. 2.—Roca de abundante pasta vítrea, con estructura perlítica desvitrificada en abundantes microlitas feldespáticas y rosetas granofíricas ó micropegmatíticas y microlitas de augita. 3.—Obsidiana negra de fractura concoide, algo desvitrificada y con algunos fenocristales de feldespato y biotita.

Como decimos, hay todas las transiciones entre estas variedades, y tienen de común los mismos minerales, aunque en muy variable proporción, principalmente el cuarzo, los feldespatos, la biotita y la augita, y las segregaciones cristalinas de cuarzo y feldespato.

La mayor parte de los feldespatos de estas rocas, constituyen el producto de una sola generación en el período de la erupción y como el efecto de una desvitrificación. Es por esto que se presentan como microlitas de extremada pequeñez en las rocas litoides asociadas con el cuarzo, ó independientes, pero formando parte de la pasta de la roca y también como cristales microlíticos, que raras veces alcanzan la magnitud de cristales completos. Las microlitas muy pequeñas y los cristales microlíticos, parecen pertenecer á la misma clase de feldespato, y aunque sus características ópticas no son

fáciles de determinar por su pequeñez, la composición química obliga á considerarlos como de albita. Su forma es de tablitas largas con macle simple, con débil ángulo de extinción ó de rectángulos y cuadrados no macleados, ligeramente agrietados y asumiendo entonces la apariencia del sanidino. En la mayor parte de los casos, estos rectángulos tienen la extinción paralela á la arista de mayor longitud ó muy poco desviada. En las tablitas gemelas, la línea de unión es siempre sinuosa. La oligoclasa también se encuentra en microlitas y en muy raros fenocristales, así como secciones de micropertita de láminas extremadamente delicadas; y por último, pequeños cristales con muy finas láminas de gemelos, que referimos á la anartoclasa. Son tan escasos como los de micropertita, y vienen de preferencia en las variedades 1 y 2.

El cuarzo entra en abundancia en la pasta felsítica de las rocas litoides, y como granos ó cristales primarios en todas las variedades, aunque no muy abundante.

La mica biotita se encuentra con extraordinaria profusión, especialmente en las variedades vítreas. Este mineral, por su abundancia, da el carácter distintivo de las rhyolitas del Pizarro. Se encuentran en la forma de tablitas de contorno exagonal, pero alargadas según la arista (001), (010). La sección normal á la base da barritas en las que se reconoce el crucero propio de este mineral. Los colores de polarización convienen á los de la mica muy ferrífera: pardo bronceado y verde amarillento en la zona de alargamiento.

Las variedades vítreas de las rocas contiénes, como productos de la desvitrificación, finos granos y cristallitos de un mineral de color ligeramente verdoso, que re-

ferimos á la augita. No ha sido posible determinarla con exactitud por la excesiva pequeñez de los granos; pero tienen exactamente la apariencia de los individuos microlíticos y cristalíticos que traen muchas obsidianas y retinitas, y que han sido considerados como de augita.

Lo que contribuye quizá más á dar á algunas de nuestras rocas cierto aspecto porfirítico, es la presencia de las segregaciones muy curiosas, en las que se ve claramente la íntima asociación del cuarzo y feldespato.

Las más abundantes son las playas granofíricas, ya en la forma de rosetas ó de playas de contorno irregular, ya conservando la forma del cristal de feldespato, y en las que el cuarzo aparece dentro de aquél en la forma de pequeñísimos triángulos ó de cuñitas regularmente distribuídas en hileras paralelas ó radiantes. Suelen encontrarse cristales dobles de feldespato penetrados en cruz con cuñitas de cuarzo, alumbradas alternativamente las que contiene cada cristal, produciendo exactamente la apariencia de esos cristales descritos por Iddings de las rocas de Obsidian Cliff.

Menos frecuentes son playas de feldespato con cuarzo en la forma micropoikilítica; las que abundan, por otra parte, según veremos después, formando parte de la pasta de las rocas litoides, y por último, mencionaremos esferolitas formadas de microlitas de feldespato, dispuestas radialmente (esferocristales). Las esferolitas, propiamente dichas, no se encuentran en las rocas del Pizarro.

Para terminar, daremos una descripción sucinta de

1 *Obsidian Cliff Yellowstone National Park*. 7th. An. Rep. U. S. Geol. Survey. 1888. Pl. XV. Fig. 3.

las rocas en sus variedades indicadas antes, y ya que conocemos los minerales que las constituyen:

La roca litoide se encuentra invariablemente en el cono superior ó pirámide; es de un color gris claro rojizo, con partimiento en lajas en posición vertical. Es, á veces, muy compacta, de fractura sensiblemente concoide, con bandas de varios tonos de gris y con poquísimos fenocristales de cuarzo y feldespato, visibles á la simple vista. En otros casos, la roca menos litoide tiene una superficie áspera y finamente granuda, con manchas aún más ásperas, blanquecinas, de aspecto espumoso como el que muestran las cavidades de las litofisas, pero no consisten más que de aglomeraciones de partículas de vidrio y de granitos de cuarzo. Microscópicamente, la pasta de la roca es hipoeristalina á causa de la avanzada desvitrificación de un vidrio incoloro, que en residuo aparece en los intersticios de un tejido microcristalino de cuarzo y feldespato. Esta materia felsítica contiene también numerosas microlitas rectangulares feldespáticas, que son tan abundantes en algunas muestras, que ocultan la materia felsítica y las rocas toman entonces el aspecto de las dacitas. Pero esta masa felsítica y microlítica no es más que el cemento de un gran número de cuerpecitos toscamente esféricos, que en las preparaciones se muestran como rosetas más alumbradas, de contornos indecisos, de superficie muy finamente granular, y que con fuertes aumentos se resuelven: unas veces en playitas de cuarzo con granitos de feldespato micro-poikilítico, y otras, en playitas granofíricas de cuarzo y feldespato, que en los bordes de las rosetas ó estrellamientos se ven más individualizadas. Son muy semejantes á las grandes playas ya citadas, é iguales á las que

hemos descrito hace tiempo, de rhyolitas de varias otras localidades mexicanas.¹ Por último, algunas rosetas se resuelven en agrupaciones toscamente radiantes de microlitas feldespáticas (esferocristales).

Los escasos fenocristales de esta roca son seccioncitas de albita, raros cristales de oligoclasa y la biotita.

Siendo esta la roca de más avanzada desvitrificación y la que forma la pirámide del Pizarro, nos parecen corroboradas por la investigación microscópica las condiciones de enfriamiento de esta masa; es decir, que viniendo la lava á la superficie en estado pastoso, se mantuvo llenando la boca del conducto sin ningún escorrimiento, con reposo bastante para poderse enfriar con lentitud, cubierta probablemente de una costra rápidamente enfriada y por lo tanto más vítrea, la que ha desaparecido de la cima del cerro por erosión, pero que todavía se encuentra en los bordes del cráter en masas de vidrio perlítico ó de obsidiana.

Una variedad, que pudiéramos llamar intermediaria entre las rocas litoides y las vítreas, viene en lechos intercalados entre las rocas perlíticas y aun entre las fajas de obsidiana. Consiste de bandas de litoidita que marcan una laminación, cuyas bandas, de un color pardo obscuro, están separadas por capas de estructura cavernosa más claras de color y muy ásperas, dejando cavidades alargadas semejantes á las cavernas litofísicas tubuliformes de las litoiditas del cerro de las Navajas.² Se intercalan, igualmente, lechos de vidrio perlítico, conteniendo pequeños esferoides aplastados, de vidrio

1 Ordóñez.—*Las rhyolitas de México*. Bol. Inst. Geol. Mex. núm. 15. 1901. Págs. 47-49.

2 Ordóñez.—*Loc. cit.*

negro obsidiánico. Esta roca lleva muchos cristales microlíticos de feldespato, muchas playas granofíricas y numerosas pajitas de biotita.

Las rocas perlíticas de la variedad II, vienen arriba y abajo de los bancos de obsidiana que yacen sobre los bordes del cráter del Pizarro; tienen un color gris, el partimiento perlítico se revela á primera vista porque la superficie muestra finos glóbulos con el lustre de la pez. La obsidiana, que es la roca original, se ve aún en la forma de glóbulos negros, formando el núcleo de conchas perlíticas. No ofrece esta roca otra particularidad al microscopio, excepto la abundancia de microlitas de feldespato, numerosas láminas de biotita y gran cantidad de granos verdes y barritas en el vidrio, que suponemos son de augita.

Los altos acantilados que forman las paredes del cráter del lado Norte, están constituídos de litoidita y de poderosos bancos de pómez de color rosado, con muchas pequeñas láminas de mica. La obsidiana y la roca perlítica aparecen incompletamente transformadas en pómez, en granos y pedazos en la masa de la pómez.

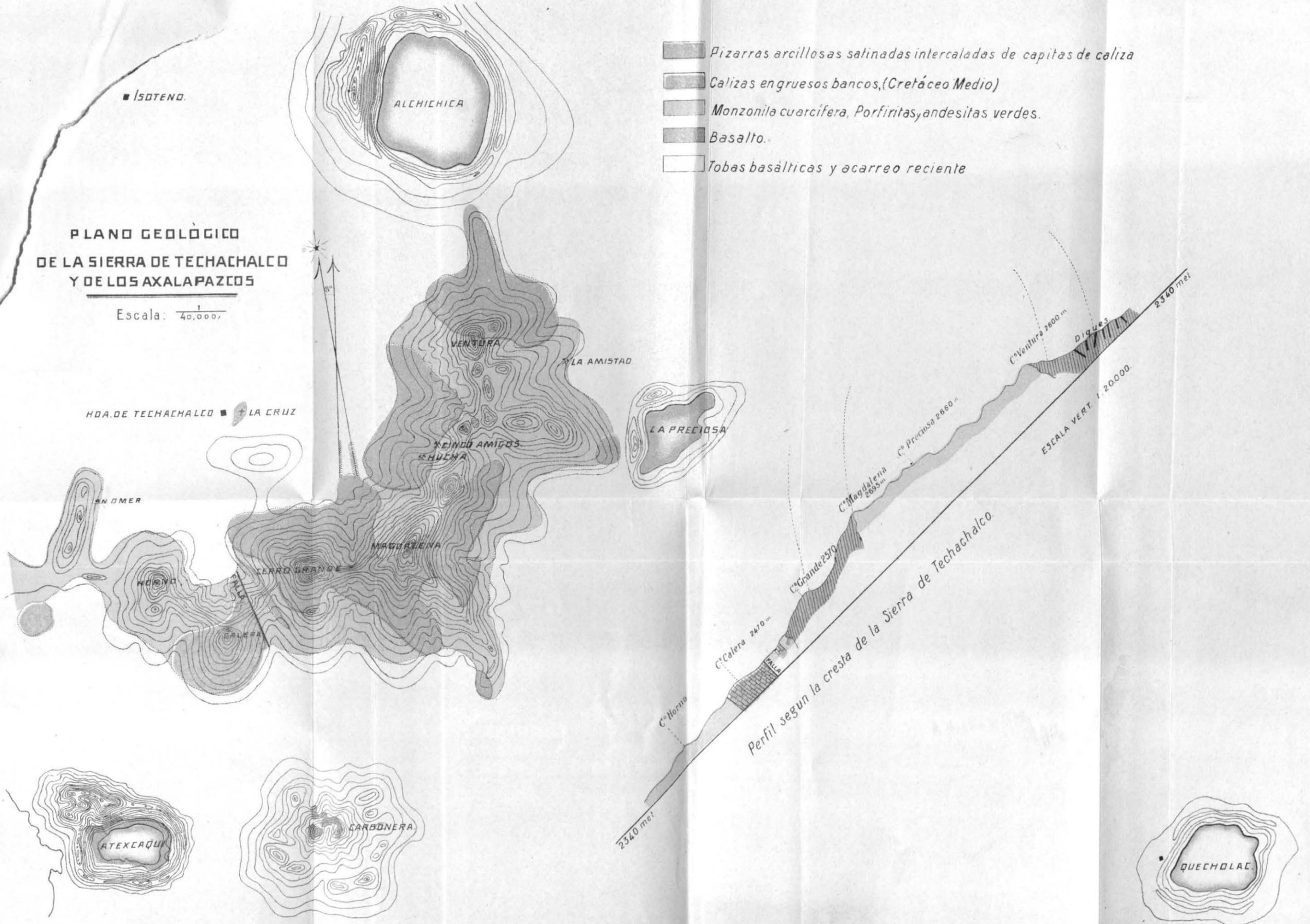
La variedad III, es la obsidiana, de un color negro, de fractura concoide, de lustre graso más que vítreo y de superficie ligeramente rugosa; contiene algunas triquitas capilares, granos verdosos de augita, laminitas muy perfectas de biotita y secciones rectangulares de feldespato, ampliamente diseminadas como microlitas en la masa del vidrio.



PLANO GEOLOGICO DE LA SIERRA DE TECHACHALCO Y DE LOS AXALAPAZCOS

Escala: $\frac{1}{40,000}$

-  Pizarras arcillosas satinadas intercaladas de capas de caliza
-  Calizas en gruesos bancos, (Cretáceo Medio)
-  Monzonita cuarcífera, Porfiritas, andesitas verdes.
-  Basalto.
-  Tobas basálticas y acarreo reciente



Perfil segun la cresta de la Sierra de Techachalco.

ESCALA VERT. 1/20000.

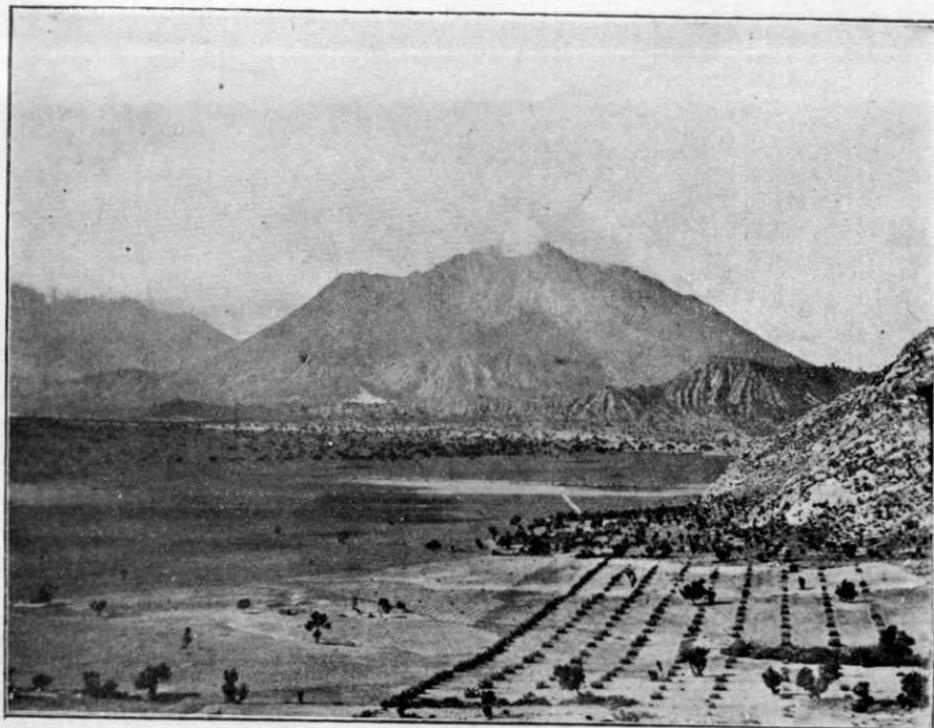
W. J. J. J.

PLANO GEOLOGICO

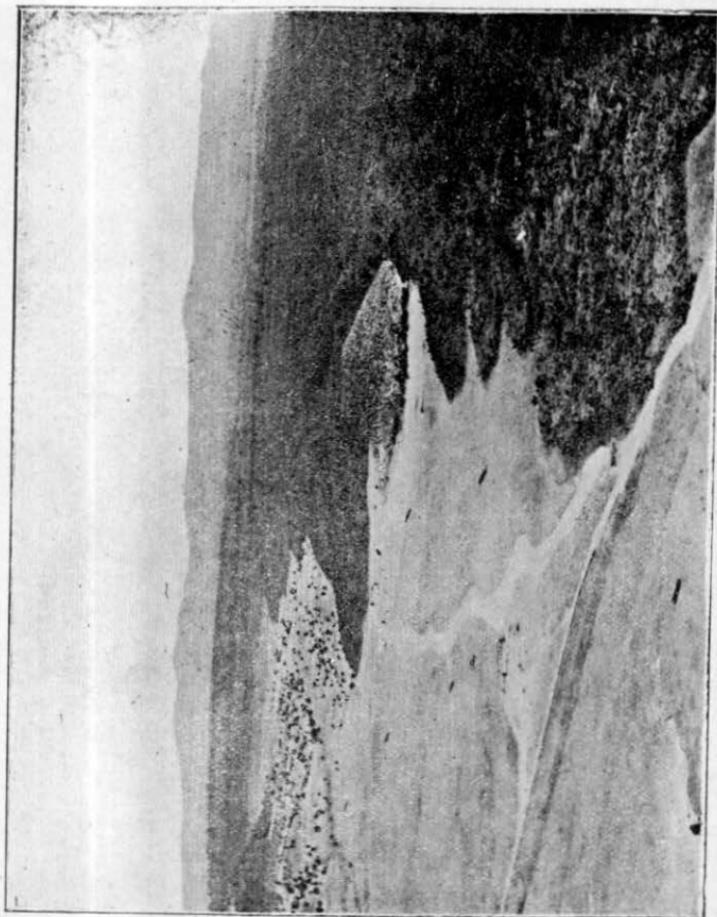
DE LA SIERRA DE TECHAHUALCO
Y DE LOS AXALAPAZCOS

Escuela Nacional de Estudios Superiores

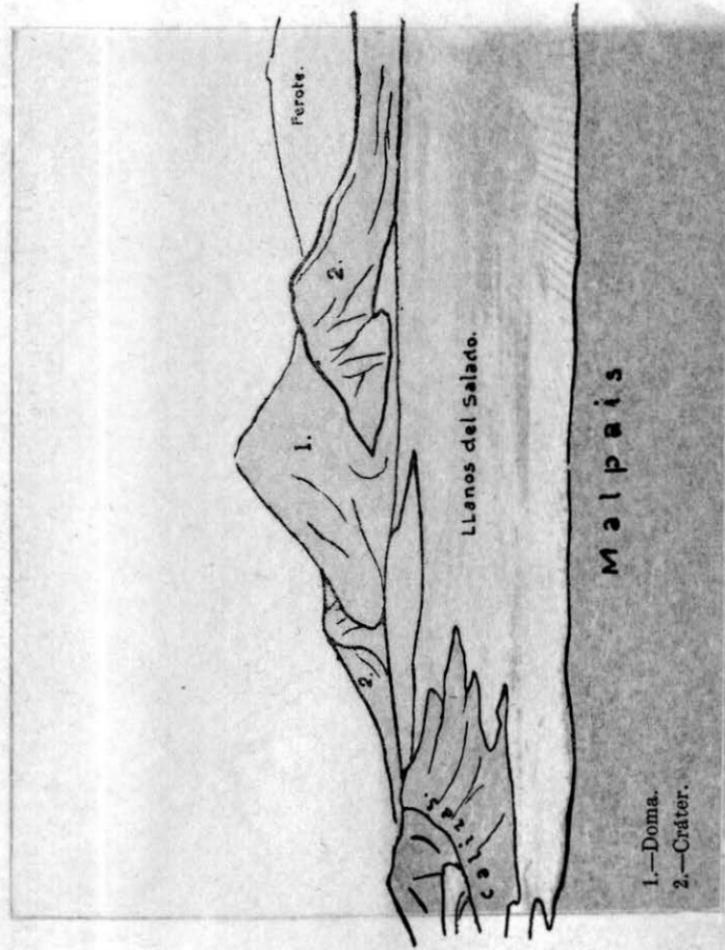
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



Vista de una de las Derrumbadas, á la derecha el talud exterior del Axalapazco de Atezcaqui.
En primer término, asoman las calizas del extremo de la sierra de Techachalco.



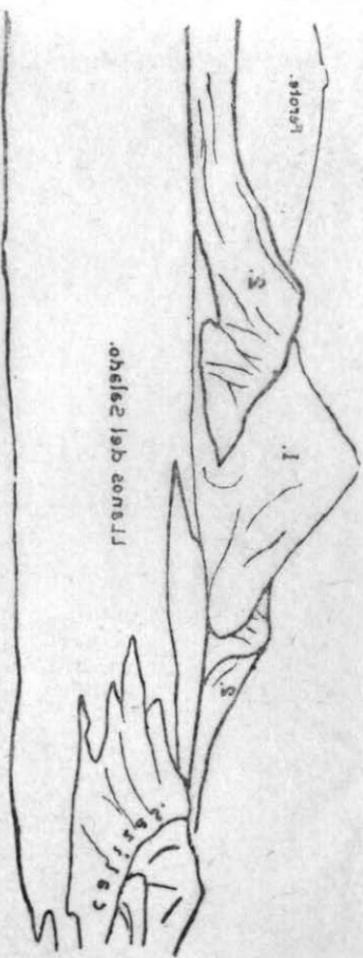
Vista del borde del malpais de Xaltepanapa, cerca de Tepeyahualco.

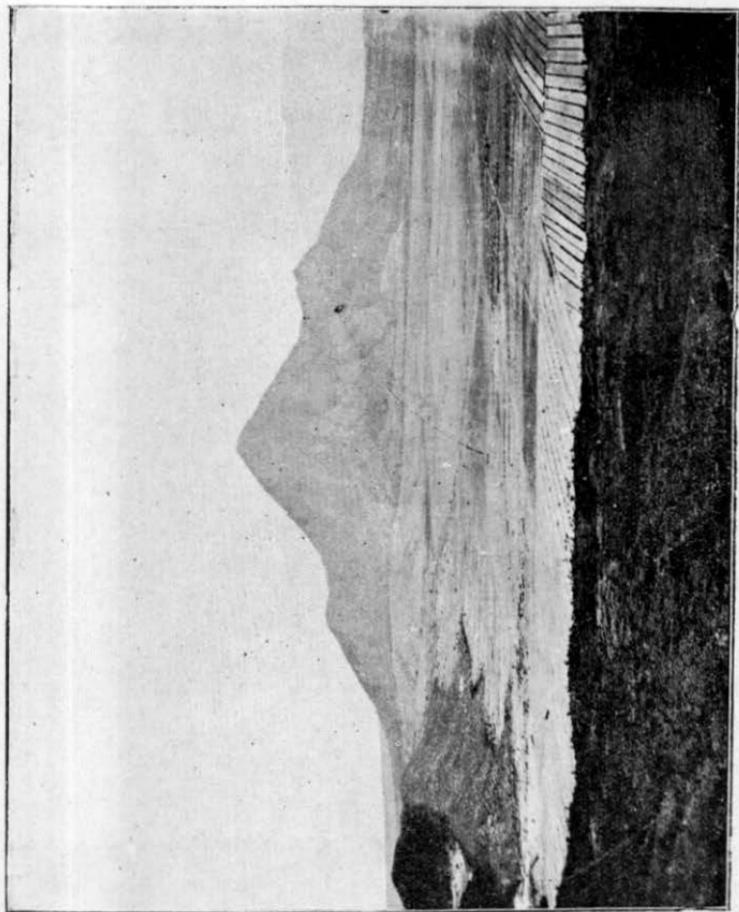


Visita W del cerro Piñero.

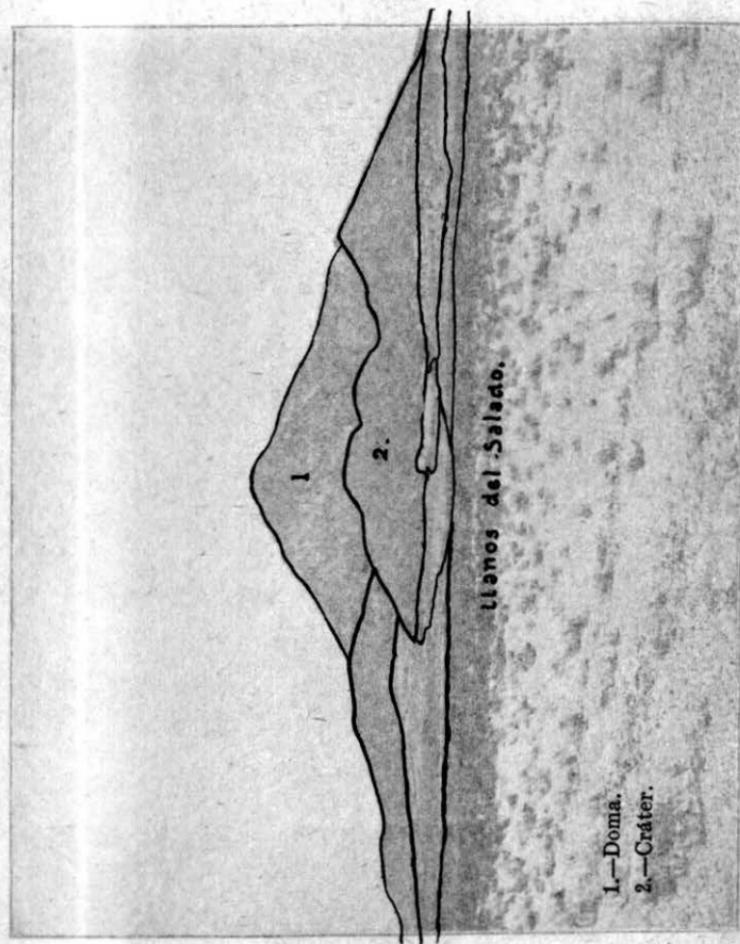
S.—Christ.
I.—Doms.

si a q l e m





Vista W del cerro Pizarro.

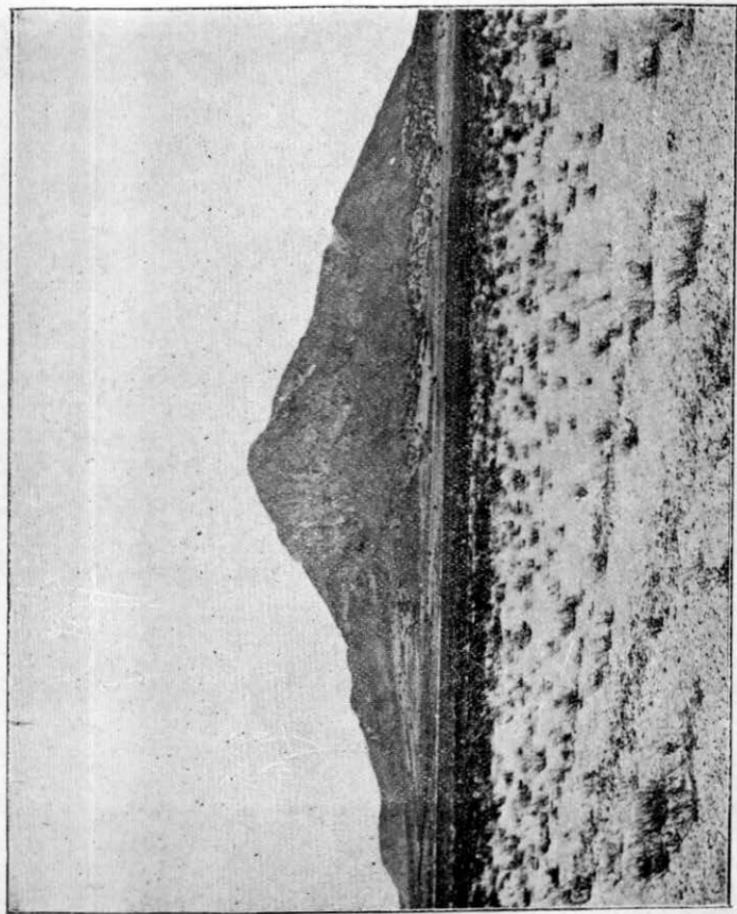


Vista Sur del cerro/Pizarro.

S—Cister.
I—Doms.

Abate. de. S. I.





Vista Sur del cerro Pizarro.

