

## DIFERENCIACION MAGMATICA Y ALTERACION HIDROTHERMAL

EN AGUA TAPADA (PROVINCIA DE CATAMARCA)

Por FELIX GONZALEZ BONORINO

---

En diciembre de 1948, encontrándome en la provincia de Catamarca comisionado por la Dirección General de Industria Minera de la Nación, tuve ocasión de efectuar una rápida visita al lugar conocido por Agua Tapada, ubicado a unos 10 kilómetros al SE de Hualfín (fig. 1). Agua Tapada es el lugar elegido por el Instituto de Geología y Minería de Jujuy, de la Universidad Nacional de Tucumán, para abrir una mina de la cual se propondría extraer oro, o utilizarla con fines didácticos en caso que no fuera productiva<sup>1</sup>. En ese mismo lugar se ha instalado el campamento principal, desde donde se dirigían los estudios topográficos y mineros que ese Instituto ha iniciado en esa región. Un camino carretero de 17 kilómetros, construido ex profeso, une Agua Tapada con Nacimientos y la ruta 40, que pasa por Santa María y Belén.

Por estas circunstancias, y por tratarse además de un área representativa de las características geológicas de toda la región, consideré oportuno efectuar un estudio que pudiera servir de base para la interpretación del complejo eruptivo y sus fenómenos hidrotermales, incluso su mineragénesis.

Mi permanencia en Agua Tapada duró tres días y medio, que fueron empleados en el mapeo y en la obtención de las muestras; para la topografía tuve la ayuda del señor Jorge A. Salso, en la Dirección General de Industria Minera. Los dibujos, con excepción de las figuras 3 a 6, se deben al señor H. Boccio, del Instituto de Geología.

<sup>1</sup> Información verbal del señor Administrador del campamento. Se había iniciado un pique maestro inclinado que se pensaba llevar hasta 100 metros, y que en el momento de mi visita alcanzaba unos 11 metros.

GENERALIDADES

Agua Tapada está ubicada en la hoja 12d (Capillitas) del mapa geológico-económico de la Dirección General de Industria Minera (ex Dirección de Minas y Geología), en el área volcánica comprendida entre las sierras de Ovejería, Durazno y de la Pampa (González Bonorino, 1947).

Es un área de relieve relativamente bajo y muy recortado, cuyo nivel

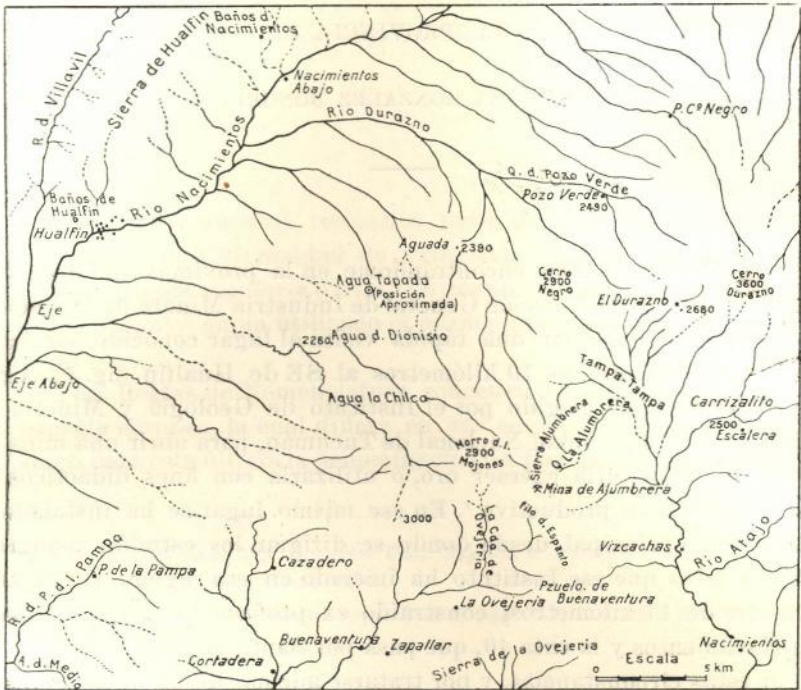


Fig. 1. — Croquis de ubicación

medio desciende suavemente hacia el noroeste, y drenada por una intrincada red dendrítica de arroyos temporarios, que desaguan finalmente en el río Nacimientos, cerca de Hualfin. El nombre más adecuado para el relieve de esta región es el de « huaiquería »; en la parte sur, cerca de Ovejería (sierra de la Alumbra, etc.) los desniveles son de cierta importancia, pero disminuyen hacia el norte. En esta parte las bardas están coronadas por terrazas, que son tanto más extensas cuanto más al norte nos trasladamos. En la parte sur muchas bardas presentan también superficies chatas, pero ello es más bien reflejo de la estructura, siendo imperfectas y de tamaño reducido.

En la parte central norte existe un área de relieve más indefinido, formado por bardas ásperas no terrazadas, cerros cónicos y quebradas



sinuosas ; en otras palabras, una fisiografía propia de áreas volcánicas, aunque las formas no son de construcción sino de destrucción. Como se verá en seguida, el relieve de esta parte central se debe a la erosión diferencial en rocas de composición y estructura compleja. En el sector norte de esta área se encuentra Agua Tapada.

Con excepción de esta parte central, toda la región está formada por capas de brechas gruesas, conglomerados y tufitas, de color gris y gris claro, gruesamente estratificados. Estas capas se inclinan levemente hacia el NNW, excepto en las proximidades de la sierra de la Ovejería, donde lo hacen hacia el SSE (por ejemplo, en el Filo del Espanto). Hacia el norte, las tufitas y brechas se hunden debajo de los sedimentos conglomerádicos del pie-de-monte que bajaba hacia el NNW desde la sierra de Ovejería, pero que en la parte sur ha sido totalmente destruido.

Las brechas y tufitas están separadas del bloque de la sierra de Ovejería, formado por granito y esquistos, por una fractura importante. Contra el plano de falla aparecen, arrastrados por el movimiento, retazos de las areniscas rojas de los Estratos Calchaquíes.

El área de Agua de Dionisio-Agua Tapada, caracterizada por el relieve irregular mencionado más arriba, está formada por mantos de lava básica, en parte muy alterados, diques andesíticos y dacíticos, y una pequeña proporción de tobas finas. La geología del área de Agua Tapada, que describiré en seguida, resume las características petrográficas y estructurales de toda esta región (véase Peirano, 1945).

#### GEOLOGÍA DE AGUA TAPADA

En Agua Tapada el Complejo Volcánico consiste en mantos de basaltos y basandesitas <sup>1</sup> con intercalaciones locales de capas piroclásticas, e inclinados, en general, hacia el NNW unos 20 grados en promedio. En algunos lugares, sin embargo, la inclinación es al W o, excepcionalmente, al SE. Estas aparentes aberraciones locales del rumbo y buzamiento se deben quizás a que están tomados sobre los planos de « plating » de los mantos, los cuales pueden no ser exactamente paralelos a las superficies de los mismos. El espesor de los mantos es difícil de precisar; al parecer varía desde uno o dos metros hasta alrededor de una decena de metros. La separación de los distintos mantos no es siempre posible.

En algunos lugares, particularmente en la parte noroeste (falda de la loma indicada con 17 en el mapa), los mantos aparecen separados por capas blanquecinas (fig. 12). Estas « capas », que a primera vista parecen

<sup>1</sup> Empleo en este trabajo el término basandesita como sinónimo de andesita labradorítica.

estar compuestas de material piroclástico, son en realidad zonas de alteración que, probablemente, separan los distintos mantos de lava. Estas

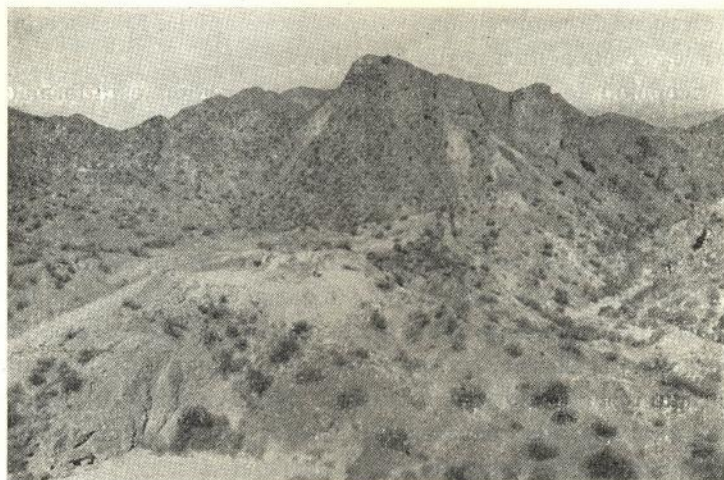


Fig. 2. — Vista al oeste desde el morro situado al sudoeste de la administración. A media distancia, desmontes de las labores mineras. Al fondo, el morro Cardón

zonas paralelas de alteración son discontinuas; un centenar de metros al este sobre la misma falda, ya no se presentan sino en forma muy vaga;

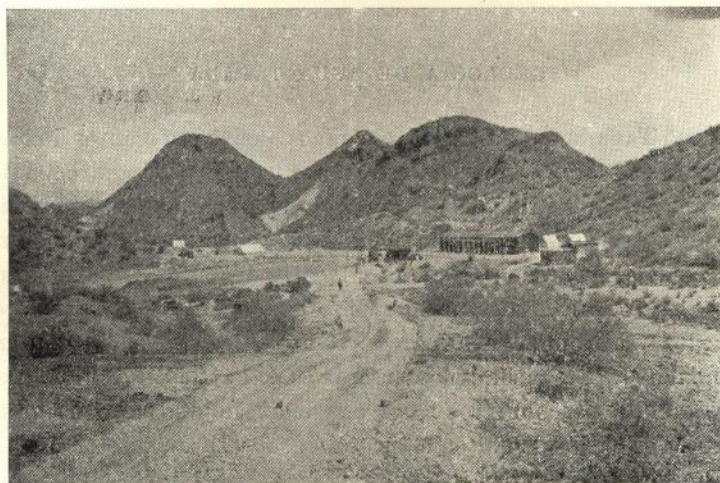


Fig. 3. — Area del campamento de Agua Tapada, mirando al WNW. En el fondo, bardas formadas por mantos de basaltos, alterados en la parte baja

existe, en cambio, una zona de alteración de distribución más irregular y de mayor potencia, que aparece con mayor extensión en la parte



oriental, donde la erosión la ha dejado al descubierto. Sobre este nivel de alteración se encuentra el basalto fresco que forma la parte superior de los cerros que flaquean dicha depresión.

Las intercalaciones de rocas piroclásticas se reducen a algunas capas delgadas de distribución local, difícil de distinguir de las lavas alteradas ya que poseen el mismo color gris blanquecino. Su textura es tan fina que sólo la observación microscópica puede revelar su naturaleza piroclástica.

Las lavas presentan localmente textura brechosa gruesa, como por ejemplo, al pie oriental del morro Cardón <sup>1</sup> a ambos lados del cauce del arroyo.

Con mayor o menor regularidad, las lavas muestran un sistema de diaclasas paralelas a la superficie de los mantos. En algunos casos (11, 10, 8, etc.) <sup>2</sup> la lajosidad que estas diaclasas determinan es muy visible. Otras diaclasas cortan a los mantos en toda dirección, en la forma característica de las rocas volcánicas, de manera que es casi imposible romper la roca en trozos mayores de unos pocos centímetros.

Las lavas basálticas están atravesadas por dos diques de naturaleza andesítica (fig. 4). Estos diques constituyen el rasgo más saliente de esta parte del complejo volcánico, y se encuentran en toda la región central de rocas eruptivas, aunque en general son mucho más delgados que los de Agua Tapada.

El rumbo de estos diques es aproximadamente N65W, rumbo que con pocas variaciones poseen los de toda la región; su posición es esencialmente vertical. El mayor de ellos cruza el área estudiada en su parte central, y en él está ubicado el pique maestro en ejecución. Su espesor máximo alcanza a unos 50 ó 60 metros, siendo difícil precisar más por las razones que veremos en seguida. El otro dique corre paralelamente al primero y posee un espesor variable entre 10 y 18 metros y una longitud de unos 630 metros. La característica más notable de estos diques es la falta de límites definidos; existe, en verdad, un pasaje rápido pero gradual entre la roca del cuerpo intrusivo y la de las lavas que los alojan. Esto vale especialmente en el caso del mayor de los dos diques; en el más delgado la presencia de una facies lateral menos alterada, y por lo tanto más resistente a la erosión, permite precisar mejor sus contactos (fig. 11). Sin embargo, observando con cuidado puede verse la transición entre ambos tipos de rocas, distinguiéndose la parte central por sus cristales visibles de plagioclasas, la facies de transición por sus cristales alargados de hornblenda, y la roca de caja por su textura homogénea,

<sup>1</sup> He bautizado con este nombre al morro más alto del área estudiada, el cual muestra un cardón cerca de su cumbre (fig. 2).

<sup>2</sup> Los números en bastardilla indican la ubicación de las rocas en el mapa,

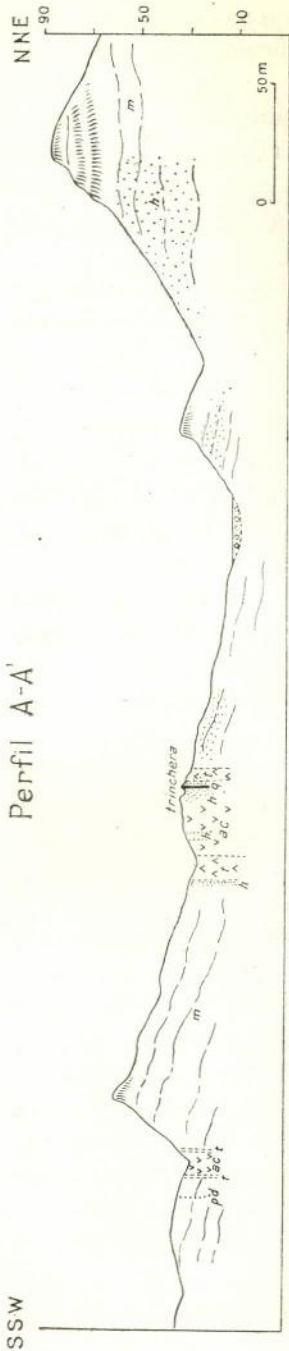


Fig. 4. — Perfil transversal a la altura de las labores: *m*, mantos de lava basáltica y basandesítica; *t*, facies intermedia o de transición; *ac* cuarzo-andesita; *h*, alteración hidromuscovítica, parte en fajas y parte difusa; *h*, jasperoide; *pd*, pebble-dike

con cristales pequeños de plagioclasa. La prolongación del dique principal hacia ambos lados no ha sido determinada, pues la diferencia entre las facies se hace menos notable, y, por otra parte, entran en ambas direcciones en áreas donde los afloramientos son muy incompletos.

Tanto las lavas como los diques están atravesados por zonas de alteración verticales cuyos rumbos son, en general, paralelos a los segundos, y que se manifiestan como zonas de color gris blanquecino, a menudo ferruginosas. La parte central de estas zonas es algo más resistente a la erosión que la roca alterada vecina, por lo cual generalmente sobresale a la manera de crestones; esto vale especialmente para ciertos «diques» de jasperoide, uno de los cuales forma paredones verticales en el contacto norte del dique mayor (fig. 12).

Existen en esta región ciertos diques de composición muy peculiar; consisten en «rodados» cuarzosos, de tamaño mediano, cementados por un agregado arenoso o arcilloso compacto, de tono rojizo o amarillento. Un dique de este tipo se encuentra en la parte SW del mapa; su espesor no pasa en general de 10 centímetros, pero se extiende a bastante distancia. El significado de estos diques no es muy evidente; tienen probablemente el mismo origen que los «pebble-dikes» de Tintic, Utah, y de otros lugares de los EE. UU., cuya formación está sujeta todavía a conjeturas. Algunos kilómetros al sudeste de Agua Tapada, cerca de las juntas entre el río Visvis y el Atajo, en Las Vizcachas, existe un cuerpo en forma de dique, de unos 20 metros de espesor, que cruza verticalmente a los mantos de la misma formación volcánica. Este dique está formado también por trozos redondeados de cuarzo, en una matriz arcillosa (?) de color rojizo. Este dique parece tener el mismo origen que los de Agua Tapada y alrededores.



Resumiendo, tenemos en Agua Tapada las siguientes unidades geológicas: 1) Lavas basálticas y basandesíticas, con algo de material piroclástico; 2) Diques de andesita cuarzosa; 3) Áreas irregulares y fajas de alteración hidrotermal, que son en parte auríferas.

Dada la historia geológica de la región, creo poco probable que la inclinación de los mantos se deba más a movimientos tectónicos que a la posición original. La inclinación regional de los sedimentos terciarios que rodean a Agua Tapada es de pocos grados al NNW o NW.

#### PETROGRAFÍA

Las rocas volcánicas de Agua Tapada son todas de naturaleza más o menos básica, con excepción de las que forman los dos diques transversales, que son cuarzo-andesitas. La composición y textura de los mantos varía bastante de un manto a otro, aunque esta variación no siempre se manifiesta exteriormente en todo su significado. No se ha hecho ninguna tentativa de delimitar los distintos mantos y mapearlos de acuerdo con su composición, pues ello hubiera requerido un tiempo mucho mayor del disponible, y la ayuda de la observación microscópica previa. Me limitaré a dar el carácter petrográfico general de las rocas en sus principales variedades, con sólo referencias ocasionales a su distribución.

*Mantos.* Los basaltos que forman los mantos son rocas de color gris verdoso más o menos obscuro, en algunos casos gris obscuro levemente azulado en tipos de textura muy densa. El tono de coloración depende de la composición, siendo en general las facies más básicas las más oscuras, y del tamaño del grano; las rocas más afaníticas presentan un tono obscuro homogéneo (10, 11), mientras que en aquellas en que los fenocristales se destacan de la pasta, su tono algo más claro disminuye la intensidad del color.

En la mayoría de los tipos se advierten pequeños fenocristales de plagioclasa, de tamaño poco variable, de alrededor de un milímetro o menos en promedio. En los tipos más básicos se revelan más bien por el brillo de sus caras de clivaje; en los menos básicos se destacan débilmente por su tinte verdoso, algo más claro que la pasta. En algunos de estos últimos llegan a ser bastante claros (43).

Sobre las superficies expuestas a la alteración, que son de color gris castaño o verdoso claro, los fenocristales son, naturalmente, más visibles, especialmente cuando presentan el pinacoide (010); asimismo, en los lugares donde la alteración hidrotermal los ha atacado, se destacan claramente por sus tonos y por sus formas algo indefinidas.

En muchos tipos se observan también fenocristales de anfíbol y de piroxeno. Los primeros son más delgados que los segundos; su longitud es

generalmente una o dos veces mayor que la de la plagioclasa ; en algunos casos alcanza hasta 5 milímetros o aun más. Los fenocristales ferromagnésicos son mucho menos numerosos que los de feldespato ; solamente en ciertos mantos menos básicos (43), es decir, en los tipos de transición, llegan a equiparárseles en número.

En la facies con olivina, este ferromagnésico, que como se verá a continuación está totalmente alterado en óxido de hierro y serpentina, se presenta a la lupa como pequeñas manchas indefinidas, de tono rojizo, cuya naturaleza es difícil de discernir de no conocerse su presencia de antemano.

La pasta aparece en general como finamente granular o al menos esa es la impresión que producen los microfenocristales, al no existir una separación neta entre fenocristales y pasta ; la alteración incipiente tiende a borrar ese carácter, pero la fractura áspera es siempre un indicio. Sin embargo, existen mantos de pasta prácticamente afanítica, densa, con fenocristales escasos y pequeños ; en éstos la fractura es lisa, algo concoidal. Un manto de este tipo, cuya composición es basandesítica, cruza con rumbo ENE-WSW e inclinación al NNW, entre los puntos 10 y 11 en la parte NW del mapa. Dentro de este mismo manto, sin embargo, hay áreas en que la textura se hace algo más gruesa, notándose un fieltro muy denso de microlitas que se revelan por su brillo.

*Diques.* Los diques que cortan a los mantos basálticos están formados por rocas andesíticas de textura más gruesa que la de aquéllos. El dique mayor consiste en su parte central de una roca porfírica, con fenocristales de plagioclasa gris claros, la mayoría entre 2 y 4 mm, muy abundantes ; de biotita y hornblenda, más dispersos y de menor tamaño, y de cuarzo, poco abundantes pero de dimensiones a veces similares a las de la plagioclasa ; todos ellos unidos por una pasta gris verde clara, con numerosos fenocristales más pequeños, especialmente de plagioclasa.

La plagioclasa aparece siempre, aun en las partes más frescas, algo alterada y con formas no muy bien definidas, especialmente los cristales mayores ; su hábito es más bien equidimensional, al contrario del tabular que caracteriza al de las rocas más básicas. La biotita, en librillos exagonales, fresca, es algo menos abundante pero de mayor tamaño que la hornblenda ; esta última presenta brillo mate, debido al óxido de hierro que la recubre.

Hacia ambos lados de la zona central la roca se hace menos porfírica, y el color, donde no ha sido afectado por la alteración, es más obscuro. Simultáneamente, la hornblenda comienza a predominar francamente sobre la biotita, mostrándose como agujitas oscuras, en partes muy abundantes. Este cambio es poco notable a primera vista, pero extremando la atención resulta evidente. Más afuera aún las agujitas de hornblenda se vuelven más escasas, y se pasa a los basaltos finos, con



o sin hornblenda, con fenocristales de piroxeno poco numerosos, y de plagioclasa, más abundantes pero pequeños y muy poco conspicuos; es decir, se pasa a la facies basáltica predominante en la proximidad del dique. La roca de transición, una basandesita, es en todos los aspectos similar a la basandesita que forma algunos de los mantos.

El otro dique, situado al sur del primero, está mejor definido, siendo la zona de transición más delgada; además, esta zona ha resistido mejor la alteración que la central, que se encuentra muy alterada, y que el basalto de la caja, de manera que, como resultado de la erosión diferencial ha quedado como un reborde alrededor de todo el dique (fig. 11).

La parte central de este dique está muy alterada, destacándose los cristales blancos, sin brillo, en realidad pseudomorfos de hidromuscovita y calcita (ver más adelante), en una pasta de color gris verdoso claro, acompañados por fenocristales de biotita. Esta roca es análoga a la que constituye la parte central del dique mayor, pero los fenocristales son algo más pequeños y no tan abundantes, aunque asimismo llegan a formar el 30 por ciento de la roca; además, la pasta es más fina y mejor definida con respecto a los fenocristales. Otra diferencia es que el cuarzo es menos abundante entre los fenocristales. La alteración de esta facies es más extendida y, en general, más intensa que en la del primer dique. La facies intermedia, que forma la transición con la roca de caja, es mucho más fresca; posee una abundante pasta gris oscura, prácticamente afanítica, y fenocristales de plagioclasa, blanquecinos, relativamente frescos, y de biotita y hornblenda, mucho más dispersos que en la facies central.

#### MINERALOGÍA

*Plagioclasa.* Este mineral se presenta en cristales tabulares, euhedrales; las tablillas son imperceptiblemente más largas y delgadas en los tipos más cálcicos. El maclado es medianamente denso, siendo más abundante y fino en los cristales más ricos en sodio. La zonalidad está asimismo medianamente desarrollada; en algunas rocas se observan zonas finas oscilantes, sin mucho contraste de composición. Las zonas son algo más marcadas en los tipos andesínicos. En muchas de las rocas la plagioclasa presenta áreas irregulares de composición algo distinta; estas áreas se insinúan ya a lo largo del clivaje, ya en zonas exteriores separadas del núcleo por una línea neta pero muy irregular. En casi todas las rocas las plagioclasas presentan, muchas de ellas, invasión por parte del vidrio de la pasta, que carcome el cristal a la manera de gusanos en la madera. La penetración se efectúa en un área reducida, y de allí se puede extender al núcleo del cristal, dejando un margen sin tocar. Otras veces ataca a una zona intermedia, dejando intactos el

núcleo y el margen. La composición de la plagioclasa <sup>1</sup> varía desde anortita (con sólo 5 % de albita) a andesina media. Este extremo tan básico es excepcional, habiéndoselo encontrado en una roca donde la composición media es 90 % de anortita. La proporción de An puede variar en más de 10 % dentro de una misma lava. La plagioclasa es siempre abundante, y forma entre el 60 y el 80 por ciento de la roca.

*Olivina.* La olivina está representada en algunos basaltos (30) como pseudomorfos de antigorita o iddingsita, según el caso, y óxido de

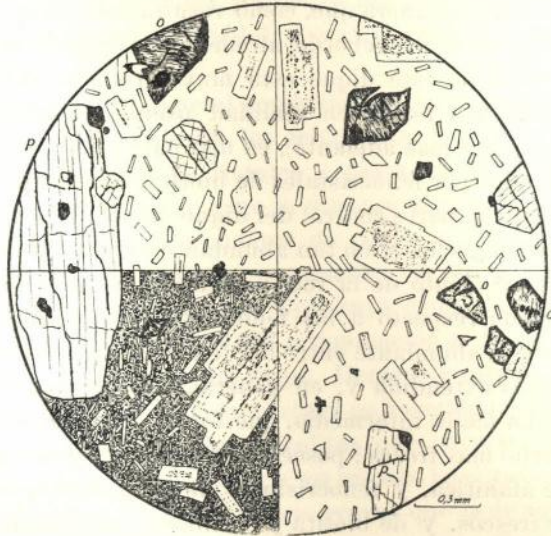


Fig. 5. — Basalto olivínico (30). Bytownita, zonal, algo alterada; augita diopsídica *p*, en muchos casos con maclas repetidas; pseudomorfos de óxido de hierro y serpentina iddingsita o antigorita), según olivina *o*. En la pasta, gránulos de clinopiroxeno y vidrio, entre las microlitas de plagioclasa.

hierro, este último formando el margen y cruzando como venas el interior, originando así una trama rellena por la serpentina.

*Clinopiroxeno.* La augita aparece en cristales de tamaño variable, sub a euhedrales, de color verde pálido, a menudo con tinte castaño. Con mucha frecuencia forma aglomerados de varios individuos. En todas las rocas el piroxeno presenta maclas sobre el pinacoide (100), en general simple; en algunas lavas, sin embargo, las maclas son polisintéticas, con tres o cuatro individuos (30). El clivaje es normal. Muchos cristales presentan zonalidad, que es del tipo clepsidra. Los caracteres ópticos son bastante constantes :

<sup>1</sup> Determinada por medio de las curvas de Nikitin y de los índices de refracción, según los casos. Los valores de 2V y Z : c en los restantes minerales fueron obtenidos por medición directa en la platina universal.



$\alpha = 1.664$  a  $1.699 (\pm 3)$   $\gamma$  (calculado de B) =  $1.692$  a  $1.727$  B =  $0.027-0.029$ .

Z:  $c = 44^{\circ}-45^{\circ}$   $2V (+) = 52^{\circ}30'$  (promedio de 10 medidas; máximo  $53^{\circ}30'$ ; mínimo,  $50^{\circ}30'$ ; en cristales zonales, el núcleo tiene entre 1 y 2 grados más que el margen).

La composición indicada por los índices y el ángulo  $2V$ , es muy variable (ver Petrología), pero el aspecto del piroxeno no muestra ningún cambio perceptible.

*Ortopiroxeno.* Este mineral se presenta en prismas más pequeños, en general, que los de augita, y aplastados sobre el plano (100). Se caracterizan por una serpentización que avanza desde planos de partición basales, resultando así los prismas divididos en dos o más partes, separados por las zonas serpentínicas (fig. 6). Esta serpentina es de tipo bastítico, con refringencia baja y doble refracción elevada. El ortopiroxeno muestra un pleocroísmo muy débil:

Z: verde pálido; Y = X: castaño pálido. Los índices de refracción, medidos en un caso, son:  $\gamma = 1692 \pm 2$ ;  $\alpha = 1679$ ; B = 0.013.

*Hornblenda.* El anfíbol es generalmente una hornblenda basáltica, con un ángulo de extinción de unos 7 grados, y pleocroísmo: Z = pardo oscuro, algo rojizo; Y = pardo rojizo; X = pardo amarillento. Algunos cristales muestran un tono más claro en la parte central. Sin excepción, todos los individuos de hornblenda presentan el característico margen de óxido de hierro (figs. 6 a 8). En algunas lavas, donde se encuentra por excepción hornblenda común, ésta también presenta dicho margen de óxido de hierro (10, 28). La hornblenda común es pleocroica: Z = Y = pardo claro; X = castaño amarillento pálido.

*Biotita.* Este mineral se encuentra en las rocas menos básicas, especialmente en los diques; ha sido observada también en las lavas más básicas, pero en tales casos aparece corroída y descompuesta por el ataque del magma. Como la hornblenda, presenta generalmente un margen de gránulos de óxido de hierro, aunque no siempre. Es de tono muy oscuro, y fuertemente pleocroica: Z = Y = pardo oscuro a opaco; X = pardo rojizo claro. Su tamaño puede alcanzar a 2 ó 3 milímetros, como sucede en la parte central del dique mayor; son comunes las inclusiones de apatita y, en los individuos mayores, de plagioclasa.

El aspecto general de la biotita, y en especial su coloración oscura, indican que se trata de una variedad rica en  $Fe_2O_3$ . El valor de gamma fué medido en un caso (12):  $1.670 \pm 3$ .

*Cuarzo.* El cuarzo aparece como primario solo en los diques andesíticos, mostrando contornos redondeados y un delgado margen de intercrecimiento con la pasta; es más bien escaso. En las lavas más básicas se encuentran raramente individuos de cuarzo muy resorbidos, que son seguramente de origen foráneo.

*Magnetita.* La magnetita es muy abundante en las rocas básicas, y común en las andesíticas. En las primeras aparece en gránulos que oscurecen la pasta, y también como cristalitas mayores, subhedrales, a veces verdaderos microfenocristales. En las andesitas se presenta como granos subhedrales de cierto tamaño.

*Apatita.* Está casi siempre presente, en prismitas dispersos grisados en la parte central por inclusiones. La apatita es abundante en ciertos

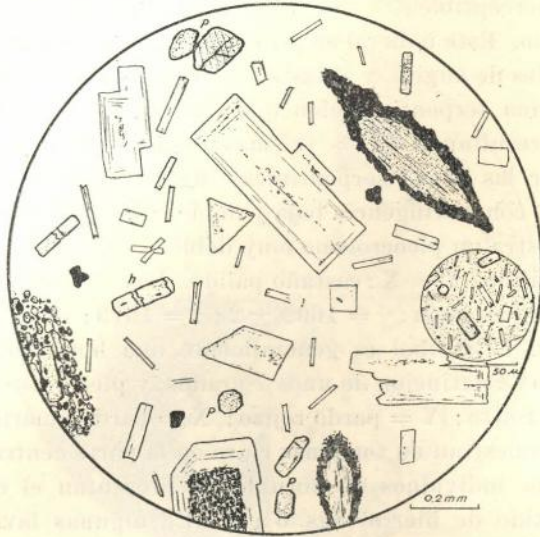


Fig. 6. — *Basalto hornbléndico* (28). Plagioclasa zonal, algunos cristales con su núcleo carcomido por la pasta; hornblenda, reemplazada por óxido de hierro en el margen y corroída; augita (*p*) e hipersteno (*h*), éste último con reemplazo serpentínico; agregados de augita, magnetita y plagioclasa intersticial, resultado de la digestión de anfíbol o biotita. En la pasta, plagioclasa, piroxeno y vidrio.

agregados que representan el resultado de la asimilación de inclusiones (o de biotita) en los basaltos.

*Sanidina.* Este mineral ha sido encontrado en uno de los basaltos (22), y es seguramente foráneo a la roca. Se presenta en fenocristales de 2 ó 3 mm, que sobresalen netamente del resto por su tamaño, y no son abundantes. Su ángulo  $2V$  mide entre 15 y 20 grados.

*Composición y textura de la pasta.* La textura de la pasta de los basaltos es intergranular en algunos (30), pero en la mayoría es una combinación de intersertal, pilotáxica y microdolerítica. Esta textura se origina por la combinación de microlitas de plagioclasa, material intersticial y prismitas de piroxeno, augita y/o hipersteno. Las microlitas generalmente miden 0,1 y 0,2 mm en promedio; son delgadas, y de hábito tabular bien definido. Habitualmente las microlitas forman un fieltro, pero en muchos casos tienden a orientarse subparalelamente



dando lugar, muy localmente, a un tipo de textura pilotáxica. Las facies más básicas, como es de esperar, son las que presentan mayor paralelismo en las microlitas. Casi siempre, sin embargo, quedan entre las tablillas espacios que aparecen ocupados por vidrio, o por material de alteración del mismo vidrio (que es generalmente un mineral fibrolaminar o criptocristalino, de color amarillo pardusco, con birrefringencia elevada e índices de refracción bajos) o por albita. Este mineral ha sido encontrado en un basalto de los que contienen plagioclasa más básica (29), compartiendo con aquel material de alteración amarillo pardusco

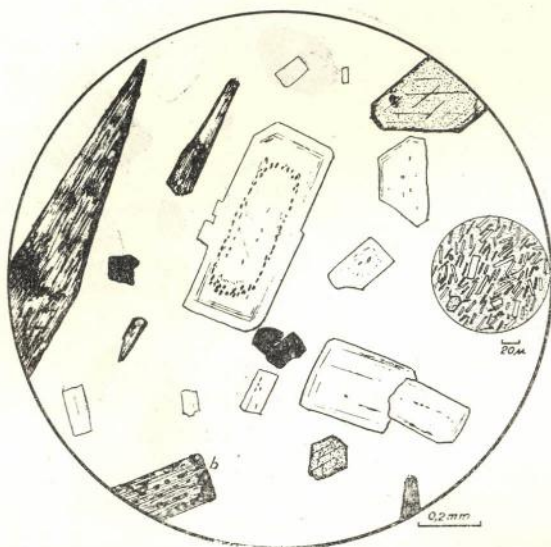


Fig. 7. — *Basandesita* (43). Plagioclasa zonal, abundante hornblenda basáltica, biotita *b*, magnetita. Pasta: microlitas de plagioclasa, magnetita, apatita, vidrio con inclusiones indeterminables.

que acabamos de mencionar la misión de ocupar los intersticios entre las microlitas. La albita está siempre separada de la plagioclasa básica por un límite neto, pero a menudo muestra orientación óptica análoga; es decir, puede ser considerada, en algunos casos, como la zona más externa de la plagioclasa.

El vidrio es, cuando está sin alterar, incoloro o muy ligeramente pardusco, y no es nunca muy abundante. La presencia de este relleno intersticial da a la pasta un carácter intersertal.

Por último, los prismitas de piroxeno, que sin ser tan abundantes como las microlitas de plagioclasa están siempre presentes en la pasta de los basaltos, comunican a la misma una textura parcialmente microdolerítica.

Siempre intervienen en la pasta, sin excepción, gránulos e individuos

más o menos idiomorfos de magnetita, muy abundantes en algunas rocas, algunos de ilmenita, y prismitas de apatita.

La textura intergranular fué ballada sólo en un caso (30, fig. 5); consiste en un plexo denso de microlitas de tamaño variable, cuyos intersticios están ocupados por numerosos y diminutos gránulos, algunos de ellos prismáticos, de augita, y también de magnetita, aunque algo menos abundantes. Hay, además, algo de vidrio intersticial.

Las basandesitas (7, 43; fig. 7) poseen una pasta de finas microlitas de plagioclasa, de apenas 0,04 mm de longitud media y tamaño cons-

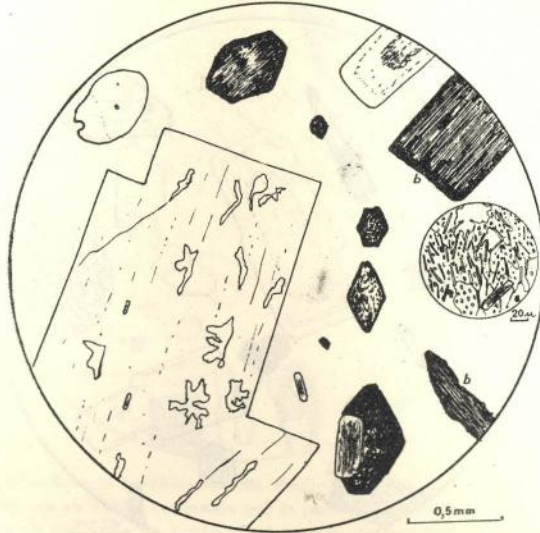


Fig. 8. — *Andesita cuarzosa*, dique principal (8). Andesina, con reemplazo de calcita; hornblenda, totalmente alterada en óxido de hierro y algo de hidromuscovita; biotita (b), fresca, pero con reemplazo marginal de óxido de hierro; cuarzo, y apatita. En la pasta, microlitas muy finas de plagioclasa, cuarzo, e intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico; apatita.

tante, sin transiciones con los microfenocristales. Entre las microlitas hay vidrio incoloro, poco abundante pero suficiente para hacer resaltar el relieve de las mismas; hay, además, algo de tridimita, concentrada con preferencia en pequeñas amígdulas. Gránulos de magnetita, algo dispersos, y escasos prismitas de apatita, completan la pasta.

La pasta de la andesita cuarzosa del dique principal consiste en microlitas muy pequeñas de plagioclasa, con un relleno medianamente abundante de feldespatos potásicos y cuarzo, que aparecen como individuos de contornos imprecisos y alojando en su interior muchas microlitas de plagioclasa, o intercrecido con el feldespato potásico (fig. 8). Como además hay cuarzo secundario, la textura resulta bastante confusa, agravada por la alteración. La apatita es relativamente abundante, y algo menos la magnetita.



PETROLOGÍA

En las lavas de Agua Tapada, como en las de muchas otras regiones, existe una completa transición entre los distintos tipos petrográficos. Esta transición se manifiesta no solamente al comparar entre sí muestras provenientes de los distintos mantos, sino que puede verse directamente en el terreno, entre los diques y los mantos que ellos atraviesan. Los tipos de rocas que forman los distintos mantos se encuentran, pues, representados en las rocas de caja (que son los mismos mantos) y la roca de transición, pasando gradualmente de uno a otro.

Los tipos petrográficos principales son : 1) basaltos olivínicos, 2)

Localidad	29	30	39	27 17	22	28	40	10	7 43	1	23	12	8	%An
Plagioclasa	85.95	90.85	79.85	73.75	70	67.65	65	65	63.65	56.58	50.60	A <sup>2</sup>	A <sup>1</sup>	
Olivina														
Clinopiroxeno	Wo 42 En 53 Fs 5	Wo 39 En 47 Fs 14	Wo 38 En 43 Fs 17	Wo 37 En 39 Fs 24	W 36 En 39 Fs 25	Wo 37 En 43 Fs 20	Wo 35 En 34 Fs 31							
Ortopiroxeno														
Hornblenda														
Biotita														
Cuarzo														
Feldespato potásico														

Tabla I. — Paragénesis de los minerales de las rocas volcánicas de Agua Tapada

basaltos tholeíticos, 3) basandesitas, 4) andesitas y andesitas cuarzosas. Estos dos últimos pertenecen a los diques; la roca de transición de éstos es, como hemos visto ya, una basandesita del tipo que forma, por ejemplo, los mantos superiores del morro Cardón. Las rocas más básicas constituyen exclusivamente los mantos.

Si ordenamos los tipos de roca presentes en Agua Tapada de acuerdo con su contenido de anortita, los demás minerales se distribuyen de una manera notablemente consistente (tabla 1). La olivina, por ejemplo, se encuentra asociada con las plagioclasas más cálcicas, cuyo contenido de anortita oscila alrededor de 90 por ciento. El piroxeno monoclinico acompaña a la plagioclasa hasta que la proporción de anortita ha descendido a alrededor de 65 por ciento. El hipersteno aparece en los basaltos tholeíticos con labradorita cálcica o labrador-bytownita y desaparece en seguida. Poco antes que el ortopiroxeno se presenta la hornblenda, que al contrario de aquél persiste hasta los términos más ácidos.

La biotita acompaña a la hornblenda a partir de las rocas con 65 por ciento de anortita en la plagioclasa. Finalmente, recién cuando la anortita ha bajado a casi 40 por ciento, se hacen presentes el cuarzo y el feldespato potásico.

Uno de los hechos más interesantes en la paragénesis de los minerales en las lavas de Agua Tapada es el paralelismo entre la variación en composición de la plagioclasa y del clinopiroxeno. Simultáneamente con la disminución de la proporción de anortita en la primera, el piro-

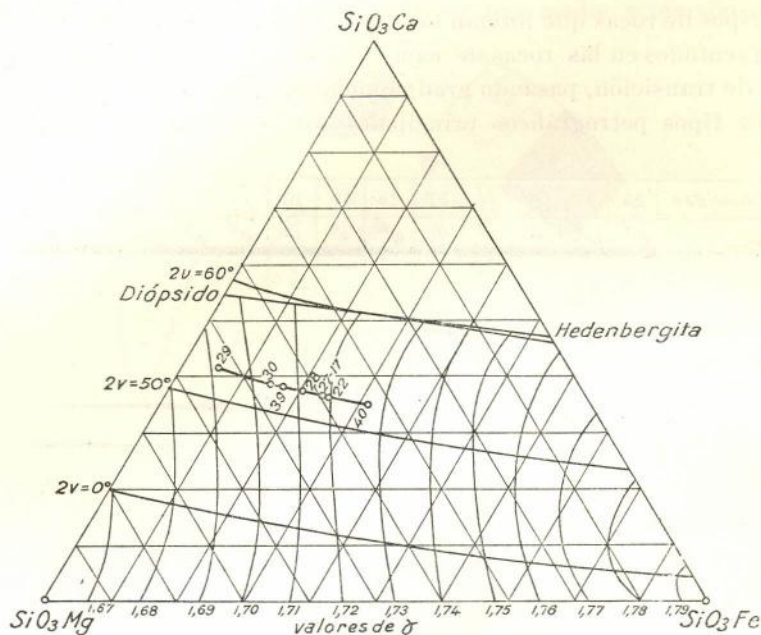


Fig. 9. — Cambio en la composición del clinopiroxeno con la diferenciación, de acuerdo con el diagrama de Tomita (1934) y Deer y Wager (1938)

xeno va enriqueciéndose en Fe, a expensas del Ca y, sobre todo, del Mg (fig. 9, tabla I).

La composición de los piroxenos ha sido determinada por medio del índice de refracción  $\alpha$  y el ángulo de los ejes ópticos, utilizando el diagrama de Tomita (1934) modificado por Deer y Wager (1938). Como este diagrama no es perfecto, y como los valores de los índices pueden admitir correcciones de hasta 0,004, las composiciones obtenidas no deben tomarse como exactas, pero lo son suficientemente para dar el « trend » general del piroxeno en estas lavas. El valor de  $2V$  es constante, lo cual significa que la composición se desplaza paralelamente a las curvas correspondientes en el diagrama.

Como puede verse en la tabla I, el enriquecimiento de la plagioclasa en albita y el aumento de ferrosilita ( $\text{SiO}_3\text{Fe}$ ) en el piroxeno van perfec-



tamente ligados, salvo en una roca (28), en la que el contenido de Fe es menor que el que le correspondería por su posición en el orden paragenético. Esta excepción, sin embargo, no invalida la conclusión respecto al curso general de la diferenciación en los piroxenos monoclinicos. Esta variación desde un piroxeno diopsidico hasta un tipo más rico en hierro (ferro-augita), tal como se presenta en las lavas de Agua Tapada, es esencialmente la misma que ha sido comprobada en las rocas básicas de muchos otros lugares, tanto en lavas (Tsuboi, 1932; Barth, 1936; Kuno, 1937; Kennedy, 1939) como en cuerpos intrusivos (Wager y Deer, 1939; Hess, 1941; Edwards, 1942).

Desgraciadamente, la falta de análisis químicos no permite establecer relaciones entre la composición de las rocas y su paragénesis mineral. Sería interesante conocer el diagrama de variación de los óxidos, aunque se puede prever que, al menos en sus características generales, coincidiría con los diagramas tipos de diferenciación (Bowen, 1928, p. 92 y sig.). La serie paragenética indicada en tabla I corresponde a un gradual aumento en la sílice hacia la derecha; esto se evidencia en la pronta desaparición de la olivina, en el reemplazo de  $\text{SiO}_2\text{Al}_2\text{Ca}$  por  $\text{Si}_3\text{O}_5\text{AlNa}$  a través de todo el proceso diferenciativo, y en la aparición de cuarzo al final de la serie.

*La formación de hornblenda y ortopiroxeno.* La carencia de análisis químicos dificulta asimismo la elucidación de las condiciones que determinaron la aparición de hornblenda y de hipersteno en el transcurso de la diferenciación, y la pronta desaparición del segundo. Una probable interpretación de estos hechos es la siguiente:

Bowen (1928, pp. 111-112), al considerar el significado de las dos series diferenciativas, gabbro-diorita-granito y gabbro-granofiro, expresa que la formación de hornblenda en la primera de ellas se debe a la acumulación de alúmina en el magma, a causa de la falta de fraccionamiento en la plagioclasa. Cuando el fraccionamiento es mayor, lo cual sucede en los cuerpos relativamente pequeños y de enfriamiento rápido, la alúmina es eliminada del magma por la separación de plagioclasa muy anortítica en los cristales zonales, y la hornblenda no cristaliza, persistiendo el piroxeno hasta el final.

Kennedy (1935), encontrando que los puntos de proyección de la composición de las hornblendas sobre el triángulo  $\text{SiO}_2\text{Ca}-\text{SiO}_2\text{Mg}-\text{SiO}_2\text{Fe}$  caen generalmente en el llamado « campo de inmiscibilidad » de los piroxenos, [concluye que el anfíbol se formará siempre que la relación  $\text{MgO} : \text{CaO} : \text{FeO}$  del magma entre justamente en dicho campo.

En contraste con estas dos hipótesis, Larsen e Irving (1937) consideran que el factor condicionante principal de la formación de la hornblenda, en el caso de las lavas de San Juan, Colorado, no es la composición química del magma sino la presencia de volátiles, en particular  $\text{H}_2\text{O}$ .

En Agua Tapada la hornblenda comienza a formarse cuando la plagioclasa es todavía muy rica en anortita (70-80 %). *El anfíbol va al principio acompañado por augita e hipersteno, pero estos últimos son en general microfenocristales, mientras que aquél aparece como fenocristales de mayor tamaño, aunque en menor cantidad* (fig. 6). El piroxeno se presenta en muchos casos como prismitas agrupados, en medio de los cuales se encuentran a veces restos de un cristal de hornblenda parcialmente resorbido. Estos hechos parecen demostrar que los tres factores distintos sugeridos por aquellos autores se han combinado en la determinación de la paragénesis, de la siguiente manera :

1) Cuando el magma había llegado a una etapa en que la plagioclasa que cristalizaba tenía 70 % de anortita (en algunos casos antes, 4), comenzó a separarse hornblenda en lugar de augita. Esto ocurrió probablemente por la acción conjunta de los siguientes factores : a) elevado contenido de  $Al_2O_3$  en el magma, evidenciado por el carácter de la plagioclasa ; b) relativamente grande proporción de  $FeO$ , o, en otras palabras, el estado avanzado del curso de diferenciación del clinopiroxeno ; c) aumento en la concentración de volátiles.

2) Iniciada la formación de hornblenda (acompañada en algunos casos por algo de biotita a causa del potasio presente, 22), se produce la erupción del magma y el escape de volátiles. Con ello la hornblenda deja de estar en equilibrio con el líquido, y sufre, lo mismo que la poca biotita que pueda estar presente, resorción, que en los individuos más pequeños puede llegar a ser completa, con formación de piroxeno en pequeños cristales. Al mismo tiempo, el líquido continúa su cristalización dando ahora piroxenos rómbico y monoclinico como microfenocristales y componentes de la pasta ; estos piroxenos vienen a representar el producto de la descomposición de la molécula normativa hornbléndica, que hubiera seguido cristalizando como tal de no haber cambiado las condiciones.

La resorción de hornblenda y biotita con formación de piroxeno y óxido de hierro es un fenómeno común en muchas lavas (Larsen e Irving, 1932).

3) Al disminuir la anortita de la plagioclasa a 65 por ciento o menos, por eliminación de una buena parte del calcio en forma de augita, la liberación de  $Al_2O_3$  torna las condiciones aún más favorables para la hornblenda, de tal modo que *la pérdida de  $H_2O$  no es suficiente para detener su cristalización*. Desde este momento, ninguno de los piroxenos vuelve a presentarse, y la hornblenda se convierte en la fase estable en todas condiciones. El escape de los gases tiene como único efecto, al parecer, la resorción marginal con la producción de magnetita que le es característica. Muy pronto la biotita se le agrega, aumentando lentamente a medida que el potasio se concentra en el magma.



4) La última etapa consiste en la aparición de cuarzo entre los fenocristales, y de feldespato potásico en la pasta. Habiendo disminuído el magnesio y el hierro por debajo de un cierto límite, la concentración del  $K_2O$  da origen al feldespato potásico como constituyente de la pasta.

5) En Agua Tapada el proceso de diferenciación terminó en las andesitas cuarzosas. En otras partes del complejo volcánico existen, sin embargo, dacitas y liparitas (Capillitas, cerro Atajo), que representan probablemente etapas más avanzadas del mismo proceso.

*Formación de hornblenda basáltica.* Las condiciones que determinaron la formación de oxihornblenda, en lugar de hornblenda parda común, en la mayoría de las rocas anfibólicas de Agua Tapada, nos son desconocidas. Se sabe que la hornblenda común pasa a hornblenda basáltica al ser calentada a  $750^{\circ}C$ , con oxidación del hierro de bivalente a trivalente, y pérdida de  $H_2O$  (Kozu, Yoshiki y Kani, 1927). En las lavas de la región de San Juan, en Colorado, Larsen e Irving (1937) encontraron que la presencia de una u otra hornblenda no parece estar relacionada directamente con la temperatura, puesto que se las encuentra indistintamente en lavas de igual composición; además, comprobaron que el grado de oxidación del hierro total de la roca era el mismo en rocas con uno u otro anfíbol.

En Agua Tapada no existe tampoco relación entre la composición de la roca y el tipo de hornblenda, aunque la basáltica es mucho más abundante que la común. La falta de datos químicos impide ahondar más en esta cuestión.

*La presencia de fenocristales de sanidina y cuarzo en algunos basaltos.* En algunas lavas de Agua Tapada se encuentran cristales de sanidina (22) o de cuarzo (26) visibles a simple vista, los cuales evidentemente no pueden ser el resultado de la cristalización del magma basáltico, con el cual se encuentran en desequilibrio. Su distribución errática, y su tamaño y forma irregulares, alcanzando a veces más de medio centímetro (26), permite suponer que los cristales han sido arrasados por el magma en su ascenso, probablemente al cruzar el granito que forma el zócalo de la región. El granito contiene microclino, pero la elevada temperatura de la lava ha provocado el cambio a sanidina.

*Formación de los diques andesíticos.* El origen de estos diques resulta a primera vista enigmático. Como se ha dicho más arriba, la andesita que forma el cuerpo principal de los diques pasa lateralmente, en transición, a la roca basáltica en que han penetrado. No hemos encontrado contactos netos entre las distintas facies; el dique más delgado parece contar límites definidos, pero ello se debe más bien a la impresión que resulta de la menor alteración en la facies intermedia; observando con cuidado en el terreno, no se alcanza a descubrir ningún contacto intrusivo.

La figura 10 muestra la variación en la composición de la plagioclasa a través del dique principal; aunque el perfil es esquemático, está construido sobre la base de muestras tomadas en diferentes lugares en toda la longitud del dique, con el objeto de evitar las zonas alteradas. En el segundo dique la variación de la plagioclasa es similar; mientras la andesita de la parte central posee una plagioclasa con 44 por ciento de anortita (12), en la facies marginal tiene un 60 %, y en el basalto que lo circunda oscila entre 65 y 85 %.

La variación en las plagioclásas va acompañada por el de los restantes minerales, de manera que en un corto trecho se repite, aunque en forma algo restringida, la serie paragenética que hemos encontrado estudiando las rocas de toda el área.

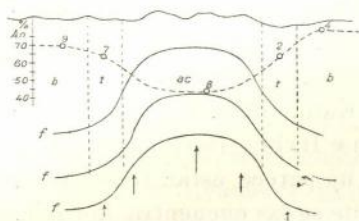


Fig. 10. — Perfil esquemático combinado del dique principal, indicando la variación en el contenido de anortita en la plagioclasa, y la velocidad de flujo (curvas *f*) en las distintas zonas; *b*, mantos de basaltos; *t*, facies intermedia o de transición (basandesita); *ac*, cuarzoandesita. Las curvas *f* son puramente cualitativas.

Es difícil imaginar el proceso que dió origen a estos diques. La falta de contactos netos hace pensar que la intrusión se produjo cuando los mantos atravesados no estaban todavía del todo consolidados; su trazado definitivamente recto, por otro lado, obliga a admitir una relativa rigidez de sustrato, lo cual puede conciliarse con lo primero si suponemos que el magma ascendió por una grieta rectilínea a través de rocas perfecta-

mente rígidas hasta una cierta distancia de la superficie actual, entrando recién entonces en las lavas todavía fluidas.

El magma andesítico ascendente, al penetrar en las lavas, debiera forzosamente haberse contaminado en los bordes; éste podría ser el origen de la facies de transición. En este caso, sin embargo, la mezcla mecánica de ambos magmas debiera manifestarse de algún modo, ya que difícilmente la difusión hubiera sido perfecta. No he hallado en los contactos o en las facies marginales evidencias de tal fenómeno, que presumiblemente hubiera sido realzado por la alteración incipiente que las afecta en muchos sitios.

Más plausible parece ser, quizás, la siguiente interpretación: Los diques representan las vías de acceso a la superficie que sirvió para la erupción de las lavas; estas vías eran alimentadas por magmas provenientes de reservorios donde tenía lugar la fase principal del proceso diferenciativo. La diferenciación marchaba en el sentido que hemos visto más arriba, es decir, de izquierda a derecha en la tabla I, lo cual es una consecuencia del descenso de temperatura del magma (ver más adelante). Ello no quiere decir que el orden de efusión de las lavas debiera haber sido necesariamente de las más básicas a las más ácidas, puesto



que el magma que asciende por una determinada grieta puede provenir de distintos reservorios en distintos momentos de la diferenciación, o un mismo reservorio puede recibir, luego de un cierto grado de evolución, un nuevo aporte de magma indiferenciado. Una tercera posibilidad es, por supuesto, que distintos conductos, drenando cámaras cuya diferenciación corre, por así decir, « fuera de fase », trajeran a la superficie lavas distintas que se apilan alternadas.

Supongamos que por una de esas grietas asciende el magma desde una cámara en que la diferenciación sigue su curso normal, sin disturbios momentáneos. El líquido ascendente es progresivamente más alcalino y silíceo, y *por este motivo, y por razones hidrodinámicas, el magma en la parte media es siempre más diferenciado que el de los costados*, ya que por esa parte el líquido se desplaza más velozmente (fig. 10). Las rocas basálticas que se encuentran en la vecindad de los diques se habrían formado, de acuerdo con esta interpretación, por derrame de lava cuando el magma no se encontraba mayormente diferenciado; siguió ascendiendo el líquido cada vez más silíceo y alcalino, surgiendo a la superficie por sobre las coladas recién formadas, al mismo tiempo que entre las lavas basálticas de abajo y el magma ascendente se creaba un gradiente de composición y temperatura cada vez más fuerte.

El aspecto importante de este mecanismo estriba en que no es necesario suponer ninguna mezcla de líquidos magmáticos contrastados, ya que en ningún momento deja de haber transición entre la composición de dos puntos próximos. El gradiente de composición puede llegar a ser muy pronunciado, pero así lo será también, correspondientemente, el de temperatura, por lo que se mantiene un equilibrio « adiabático » que no admite difusiones de importancia.

La detención del proceso en esta etapa por la consolidación completa de las lavas dió origen a los diques tal como los vemos ahora. El menor de ellos vendría a representar un conducto que drenaba un reservorio donde la diferenciación fué levemente menor, o donde la consolidación se produjo antes que aquélla alcanzara el punto a que llegó en el caso del dique principal. Su forma más definida puede interpretarse como que la erosión ha llegado, en su caso, a un nivel proporcionalmente inferior al de aquél, donde las lavas se encontraban más cristalizadas. Es conveniente recalcar que ni aún en este caso dejaría de haber transición, la cual se mantiene a través de todo el proceso hasta que la roca de caja consolida casi totalmente.

*Mecanismo de la diferenciación y naturaleza del magma primario.* La sucesión paragenética representada por la tabla I puede ser explicada perfectamente en términos de la teoría de la cristalización fraccionada. Otro proceso mediante el cual se hubiera llegado al mismo resultado es la acidificación del magma básico por asimilación de rocas graníticas ;

la evolución del magma hubiera sido la misma en ambos casos. No existe manera de saber cuál es el mecanismo al que se debió la diferenciación de las lavas de Agua Tapada, o si el fraccionamiento se debió a sedimentación de cristales, filtro-prensaje, o a ambos. Parece probable, sin embargo, que el mecanismo operante fué la cristalización fraccionada<sup>1</sup>, con ayuda de asimilación, que era ineludible. La razón para creer que esta última tuvo un papel subordinado es que la acidificación no podría haber alcanzado el extremo indicado por las liparitas que existen en otras partes del mismo complejo, por asimilación del granito del sustrato que contiene más elementos férmicos que áquellas rocas. El magma original o «primario» responsable por la formación de las distintas lavas que existen en esta región debe haber sido basáltico e insaturado, como lo demuestra la presencia de basaltos olivínicos en la mayoría de los casos, sin embargo, el magma llegó a la superficie luego de haber sufrido un cierto grado de diferenciación, que destruyó su condición de insaturamiento.

#### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

En una gran parte del área estudiada en Agua Tapada las rocas volcánicas han experimentado una visible alteración, con toda la gama de intensidades. Este hecho se manifiesta en primer lugar por el cambio de color de las rocas, las que pasan de gris verdoso oscuro a gris verde claro y a gris blanquecino. La alteración se presenta en tres formas distintas: 1) en áreas irregulares, de límites difusos, en que la roca muestra haber perdido parte de su coherencia; 2) en fajas más o menos delgadas, que revelan a primera vista una alteración más intensa, y que cruzan las áreas anteriores; 3) en forma de pseudo-diques de composición silícea, que sobresalen como crestones por erosión diferencial, y que poseen el mismo rumbo que las fajas de alteración.

A continuación describiré en detalle cada una de estas formas de presentarse la alteración.

1) Las áreas de color blanquecino, que llamaremos de alteración *difusa* para distinguirlas de las concentradas en zonas o fajas, son el resultado de la alteración de ciertos mantos en una extensión variable, pero que en Agua Tapada alcanza a varios cientos de metros en sentido lateral, no conociéndose el espesor máximo. La figura 12 muestra cómo la alteración ha progresado con preferencia en sentido paralelo a los

<sup>1</sup> El fraccionamiento comenzó con la sedimentación de los cristales de olivina, originando así porciones de magma enriquecidas en dicho mineral; la eventual extrusión de ese magma resultó en lavas del tipo de 30 (fig. 3), con mayor proporción de olivina que lo usual en los basaltos olivínicos de la región.



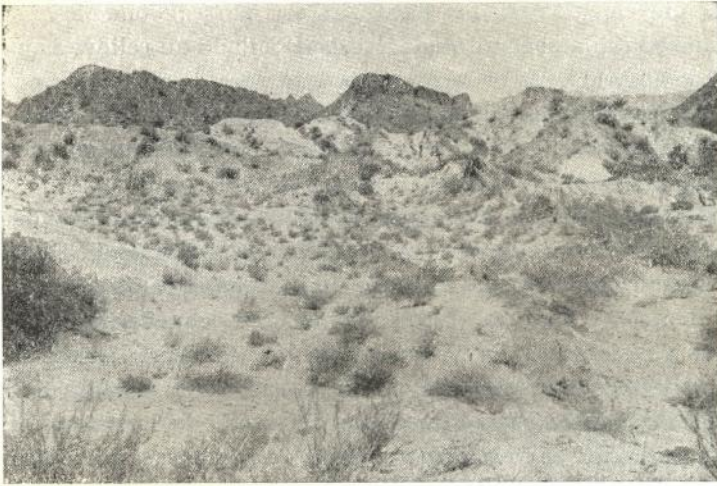


Fig. 11. — Area de alteración difusa hidromuscovítica, en la parte SE. Nótese el dique menor, indicado por los dos crestones debidos a la roca marginal (basandesita), menos alterada ; uno de los crestones llega a la parte inferior derecha de la fotografía. La parte media del dique aparece tan alterada como la roca de caja basáltica.



Fig. 12. — Dique de jaseroide, visto desde cerca del punto 4, hacia el WNW. Nótese los mantos de basalto en diverso estado de alteración hidromuscovítico, progresando a partir de sus planos de separación.

mantos, dejando un cierto espesor de los mismos como remanente menos alterado. Hacia el este la zona alterada se extiende por debajo de los mantos que constituyen las lomas en esa parte; donde la erosión ha penetrado hasta la zona alterada, ha desarrollado un relieve bajo y poco escarpado (fig. 11). A primera vista, esta roca de alteración puede ser fácilmente confundida por una toba. Las manchas ferruginosas son muy comunes, aunque no tanto como en las fajas de alteración que se describen en segundo término.

La relación entre las lavas y las zonas de alteración pueden ser bien estudiada en la cercanías del punto 17 (fig. 12). Observando con cuidado el contacto entre ambas, se nota que el pasaje es rápido pero gradual, y que dentro de la roca blanquecina existen pequeñas áreas algo más oscuras y resistentes, en las que se puede reconocer a la roca del manto. Ello sucede tanto en la parte inferior como en la superior de la zona alterada, de manera que no puede ser resultado de la erosión. La lava muestra cerca del contacto, entre zonas ferruginosas, numerosas venillas paralelas de yeso, y una especie de nódulos de alteración de color gris blanquecino.

2) Las áreas de alteración están atravesadas por fajas de alteración más intensa, de rumbo entre N55W y N65W. Estas fajas poseen un espesor desde pocos centímetros hasta casi dos metros, sin límites precisos, y se distinguen por su tono ferruginoso, irregularmente mezclado con el blanco, y por su mayor dureza, que las lleva a sobresalir algo sobre el terreno contiguo.

La distribución de estas fajas no está limitada a las áreas de alteración difusa, encontrándose algunas en la roca relativamente fresca; en estos pocos casos, sin embargo, ellas van acompañadas por cierto grado de alteración difusa a ambos lados.

3) El tercer tipo de alteración está representado, en primer lugar, por el «dique» de jasperoide que cruza el área estudiada desde el borde de la trinchera hasta el límite noroccidental (ver Mapa), formando en la parte oriental un paredón vertical (fig. 12); en esa parte alcanza su espesor máximo unos 2 metros. Sobre el cauce del arroyo produce un «salto» de más de 4 metros.

En otras partes de Agua Tapada se encuentran venas análogas, pero de tamaño mucho menor (ver Mapa); muchas de las fajas ferruginosas tienen en su parte media una zona silícea, y en general la mayor dureza de aquellas fajas de alteración con respecto a la roca con alteración difusa se debe, como se verá más adelante, a la presencia de sílice mezclada con el material arcilloso. En el mapa están representadas sólo aquellas venas de jasperoide que se presentan bien definidas; no todas ellas, sin embargo, han sido incluídas, ya que algunas han debido forzosamente escapar a mi atención.



Si se examina desde cerca las venas síliceas, en especial las de mayor tamaño, se nota en el jaseroide una textura algo cavernosa en la superficie, o como «picada» por cavidades pequeñas, de hasta 3 mm. Muchas de estas cavidades muestran contornos rectangulares; en otros lugares ellas son pequeñas e irregulares, y el jaseroide tiene aspecto más macizo. Las primeras están ocupadas, en general, por un material arcilloso de color blanco; éste ha sido eliminado en la superficie, y también en ciertas partes del interior del jaseroide más rico en sílice, no así del que todavía conserva algo de la textura original.

Resulta evidente, por la forma de las cavidades y su relleno arcilloso, que se trata de pseudomorfos de feldepasto. Las cavidades más pequeñas e irregulares, que nunca están ocupadas por arcilla, son en cambio espacios libres dejados durante la formación del jaseroide, a modo de geodas diminutas. El jaseroide de textura cavernosa está cruzado por venillas macizas, de 1 a 2 mm de espesor, subparalelas a las paredes del «dique».

*Naturaleza mineralógica de la alteración.* Dicho en forma esquemática, la alteración areal difusa está caracterizada mineralógicamente por hidromuscovita, calcita y cuarzo, las venas o filones de jaseroide por cuarzo y caolinita (o halloysita), y las fajas ferruginosas por hidromuscovita, cuarzo, jarosita, caolinita y óxidos de hierro. Estas últimas representan la combinación de aquellos dos primeros tipos de alteración, de manera que serán tratadas al final.

1) El reemplazo por hidromuscovita y calcita transforma a las rocas volcánicas en una masa blanquecina de menor coherencia, aunque no llega a ser friable. Las diferentes etapas de la alteración pueden ser bien observadas en los bordes del área de alteración, especialmente en la parte oriental. En el lugar indicado por 1 en el Mapa, por ejemplo, la roca, una basandesita color gris verdoso oscuro, está cruzada por zonas verticales de tono algo más claro. Estas mismas zonas de decoloración se ven muy bien sobre la falda sur del morro alargado que se extiende al este de ese punto, por encima del banquito de tobas allí presente. Vistas desde cierta distancia estas zonas parecen representar la posición de los mantos, más o menos horizontales; se trata, sin embargo, de la intersección de las fajas verticales con la falda de la loma.

Examinada al microscopio la roca de apariencia más fresca, se advierte que posee un grado de alteración bastante elevado. Los minerales félicos han sido totalmente reemplazados por calcita y clorita, mientras que los fenocristales de plagioclasa muestran algo de calcita en su interior. Las tablillas más pequeñas presentan, en cambio, arcilla potásica o hidromuscovita, ocupando el núcleo de las mismas.

En las zonas más claras la plagioclasa está totalmente alterada, lo mismo que los restantes minerales; hidromuscovita y calcita en la pla-

gioclasa, y clorita en los fémicos. El índice de refracción medio de la hidromuscovita es aproximadamente 1.550; se presenta en escamitas muy pequeñas y de contornos indefinidos, con birrefringencia moderada (alrededor de 0,020).

Una muestra típica tomada del centro del área alterada (37), de color gris blanquecino con manchas claras ferruginosas y superficies a veces cubiertas por jarosita, muestra al microscopio un agregado fino de cuarzo que rellena una especie de trama formada por fibrolaminillas de hidromuscovita alargadas; hay además diminutos cubitos amarillentos de jarosita. La textura es muy confusa; el cuarzo varía desde casi criptocrystalino hasta individuos de algunas décimas de milímetro. Algunas muestras de esta parte presentan una textura irregular de aspecto piroclástico; como la alteración ha sido tan profunda, es difícil distinguir entre una textura de ese tipo y otra debida al reemplazo, especialmente por la tendencia del cuarzo a formar cristales irregulares que semejan fenoclastos. El reemplazo puede afectar a la roca dejando pequeñas áreas de límites netos diferentemente alteradas; a simple vista se tiene la impresión de una roca brechosa. No es improbable, sin embargo, que la erosión haya dejado al descubierto en la parte baja oriental algunas intercalaciones tobáceas similares a la que existe en la falda sur de la loma.

Una de estas rocas pseudobrechosas (14), observada al microscopio, muestra que los supuestos fragmentos son áreas afectadas por un reemplazo completo y homogéneo de los fenocristales por halloysita, mientras que en el resto de la roca la alteración es la común de calcita, hidromuscovita y cuarzo; la textura no deja dudas sobre la naturaleza magmática de la roca.

La alteración difusa en los diques andesíticos merece un párrafo aparte. En el dique principal aquélla se manifiesta en bandas algo sinuosas de color gris, gris azulado y gris amarillento, pasando a gris blanquecino en las zonas o fajas de alteración intensa. Estas bandas, que no poseen contornos netos, son aproximadamente paralelas al dique. Los fenocristales de plagioclasa han sido más o menos transformados en pseudomorfos de color blanco y fractura terrosa, y la pasta adopta los colores mencionados. La biotita es el único componente que no ha sido del todo alterado.

Al microscopio se observa que el feldespato es reemplazado por calcita e hidromuscovita, al mismo tiempo que transformada en albita la parte restante. La hornblenda está en general totalmente reemplazada por hidromuscovita, cuarzo y gránulos de un material parduseo de alta refringencia y casi isotrópico. Este tipo de alteración es característico de la hornblenda, habiendo sido observado por el autor en rocas volcánicas de distintos lugares, como por ejemplo en las de Tintic, Utah (Lovering,



1949). La hidromuscovita no se presenta en agregados de laminillas inorientadas, sino que forma un individuo que ocupa todo el cristal, salvo los espacios ocupados por el cuarzo, etc. Poniendo la hidromuscovita muy cerca de la posición de extinción, el individuo aparece como formado por infinidad de laminillas con orientación casi idéntica, pero no del todo.

La biotita se presenta bajo el microscopio prácticamente inalterada; en la pasta ha existido reemplazo por individuos y agregados de cuarzo numerosos, pero fuera de esto ha sido poco atacada.

En el dique menor la alteración ha sido en apariencia más intensa y pareja que en el principal; los feldespatos tienen el mismo aspecto terroso y tono blanquecino, y la pasta es gris clara. Al microscopio la alteración se presenta del mismo tipo que en aquél; es decir, calcita, hidromuscovita y cuarzo, reemplazando a los fenocristales en mucho mayor grado que a la pasta.

2. Las venas de jasperoide están formadas por un agregado de cristales irregulares de cuarzo, de unos 0,05 mm de diámetro, encerrando cristales del mismo mineral de hasta más de un milímetro, redondeados, visibles megascópicamente<sup>1</sup>, y pseudomorfos de halloysita (o de caolinita), según feldespato, etc. Los cristales de la masa fundamental contienen abundantes gránulos que les comunican un aspecto sucio; estos gránulos son en general isótropos y, en parte, pueden ser de alófono, no siendo todos de la misma substancia.

La halloysita forma agregados de grano muy fino y es débilmente anisótropa. La caolinita se presenta en la misma forma; el valor de  $n_m$  es 1,565. Los pseudomorfos del mineral de arcilla llevan a menudo grumos de calcita, en general de grano finísimo. Opalo también se encuentra tapizando algunos huecos, lo mismo que la calcita. La biotita ha sido reemplazada por el cuarzo granular de la masa fundamental, pudiendo ser reconocida por las agujas de ilmenita que se cruzan en ángulo de 60 grados. Agregados de limonita son también comunes.

En su terminación norte el dique principal de jasperoide pierde algo de su individualidad, pero la zona silicificada se extiende hacia ambos lados del mismo originando una roca compacta, de fractura áspera, color gris o gris crema, o violáceo; esta roca se caracteriza por presentar (por ejemplo, en 21) bandas concéntricas de tipo concrecional, de contornos botrioidales, de color bermellón, alternando con verde amarillento, en tonos muy diversos; es una roca que llama en seguida la atención por

<sup>1</sup> Estos cristales no deben ser considerados como los fenocristales de cuarzo originales de la roca, puesto que el jasperoide ha reemplazado una parte marginal del dique de cuarzo-andesita donde no existían tales fenocristales. Además, aun en la parte media del dique estos últimos son menos abundantes que los cristales del jasperoide.

su aspecto decorativo. Sus componentes son cuarzo, de grano irregular en forma y tamaño, la mayor parte muy fino, y agregados de caolinita. Las bandas policromas se deben, al menos las rojizas, a gránulos indescernibles de ese color que constituyen agregados opacos.

3. Las fajas de alteración mixta, que son las más numerosas, muestran en la parte media una zona silíceá irregular, con fractura terrosa debido a la presencia de abundante arcilla, pero consistente gracias al cuarzo presente. En muchas de las fajas se ven, además, venillas de jasperoide. Hacia ambos lados la faja se vuelve gradualmente menos cuarzosa y pasa al tipo de alteración difusa. Esto es cierto en forma general, porque en detalle la estructura de estas zonas de alteración es más compleja. Una característica de ellas son sus manchas de color pardo amarillento debidas a la presencia de jarosita, tanto sobre las superficies de las grietas como en el interior de la masa. La jarosita muestra al microscopio sus típicos cubitos (en realidad, romboedros), muy pequeños. Los óxidos de hierro contribuyen también a esa coloración.

En estas fajas de alteración la roca ha sido transformada en un agregado confuso de cuarzo e hidromuscovita, esta última en fibrolaminillas sumamente pequeñas. En esta masa se distribuye irregularmente la jarosita. Caolinita es muy escasa cuando existe; solo comienza a tomar importancia en las zonas más cuarzosas, en transición al jasperoide propiamente dicho. Dos de estas zonas de alteración hidromuscovítica corren a ambos lados del «dique» de jasperoide; el pique maestro está ubicado sobre una de ellas, casi en el extremo oriental del jasperoide, que forma el borde norte de la trinchera, sobre ambos lados.

El socavón entra en la roca gris blanquecina, rica en cuarzo e hidromuscovita; en el fondo del mismo, ubicado a unos 11 metros de la boca en oportunidad de mi visita (la inclinación de la labor es de 30°), había dos grietas principales, una a cada lado, rellenas por «jaboncillo». Este material, de color blanco, está formado por hidromuscovita en un grado de pureza relativamente elevado. Los índices de refracción de este mineral son:

$$\gamma' = 1550 \quad z' = 1525$$

Estos valores, que no son muy exactos por ser las laminillas muy finas, no deben tomarse como representativos de la hidromuscovita de toda el área estudiada, pues los índices parecen ser bastante variables. En general son algo mayores, habiéndose encontrado en algunos casos un valor para  $\gamma'$  de 1565.

En la parte WNW del mapa, al noroeste de la confluencia de las dos quebradas principales, las rocas han sufrido quizá silicificación más extensa que en el resto del área, tanto que la parte media de la faja que pasa por allí (16) podría casi incluirse entre los jasperoides, si no fuera



por la presencia de algo de hidromuscovita (y caolinita). La roca es gris clara, de aspecto brechoso, debido al entrecruzamiento de venillas silíceas, y puede muy bien llamarse porcelanita. La presencia de arcilla se manifiesta en la fractura algo áspera que muestra en partes. Sobre las grietas, tapizadas de óxido de hierro, se observan cristales de barita.

En el punto 20, al costado de esta misma faja, se comprueba también la asociación de hidromuscovita y caolinita, en los pseudomorfos según feldespato. La roca es allí de color gris verdoso, y deja reconocer todavía la textura porfirica original, aunque se encuentra muy silicificada; la calcita es asimismo abundante.

*Interpretación del proceso de alteración.* A continuación se resume la manera de presentarse y la distribución de los minerales de alteración:

*Cuarzo.* Es el más abundante de todos los minerales de alteración. Forma por sí solo la mayor parte de las venas de jasperoide, y abunda en las zonas de alteración difusa. Reemplaza preferentemente a la pasta de las rocas; solamente en los casos de silicificación más intensa reemplaza a los fenocristales, en especial hornblenda y biotita. Es de grano fino, aunque en el jasperoide forma cristales aislados de hasta 1 milímetro.

*Caolinita y halloysita.* Se las encuentra en las zonas más silicificadas, en agregados pseudomorfos según plagioclasa. En ciertos lugares, se presentan también en zonas vecinas a los jasperoides, asociadas con hidromuscovita. Siempre de grano fino.

*Hidromuscovita.* Es el mineral característico de las áreas de alteración difusa, y también de las fajas ferruginosas. Forma el jaboncillo que rellena las fisuras en la faja de alteración adyacente al jasperoide, mientras que la roca silicificada tiene pseudomorfos de caolinita. La hidromuscovita reemplaza tanto los fenocristales como la pasta; es un común reemplazante de la hornblenda, aunque la forma de presentarse en esos casos es distinta que cuando ataca al feldespato o a la pasta.

*Calcita.* Es el más extendido de todos los minerales secundarios. Ataca en especial a los fenocristales de feldespato, encontrándosele aun donde la hidromuscovita no ha hecho su aparición. En los jasperoides se la encuentra tapizando algunos huecos o asociada con la caolinita o halloysita en los pseudomorfos. En estos casos suele ser de grano muy fino.

*Barita.* Este mineral ha sido hallado en ciertas grietas, en cristales pequeños pero visibles a simple vista, en la zona vecina al filón principal de jasperoide (16). Se le encuentra también, en pequeña cantidad, dentro del jasperoide. Aunque en el área estudiada la barita es escasa, no sucede lo mismo en todas partes. Unos 100 metros al este del límite oriental del mapa, donde comienza a levantarse nuevamente el relieve, se encuentran fajas alteradas que contienen venas de barita maciza, con

huecos en donde se ven cristales tabulares entrecruzados del mismo mineral; la barita lleva algo de pirita, de galena y de blenda (esta última de color verde claro, incolora al microscopio), y está asociada con alunita y jarosita.

*Alunita.* Este sulfato fué encontrado solamente en las venas de barita mencionadas arriba. Se presenta, como de costumbre, en forma de una masa afanítica porcelanoide, de color blanco, bastante dura. Más comúnmente, sin embargo, muestra un tinte amarillento que resulta de la mezcla con jarosita. Dentro de la masa de alunita se encuentran generalmente tablillas de barita. También se ve dentro de aquélla geodas con paredes mamelonares de color castaño amarillento o verdoso, tapizadas por cristales muy pequeños de jarosita. Al microscopio, la alunita muestra un grano sumamente fino.

*Jarosita.* Se la encuentra con preferencia en las fajas ferruginosas, a cuya coloración contribuye. Aparece generalmente tapizando las paredes de las grietas y también en el interior de la roca, siempre como cristales cuboides diminutos, de color amarillo pardusco. Acompaña a la alunita donde ésta se presenta, según se describe arriba.

El *yeso* es escaso, habiéndoselo visto en algunas fisuras, en cristales pequeños. Los *óxidos de hierro* se concentran en las fajas ferruginosas, lo mismo que en ciertos lugares de las venas de jaseroide, pero su distribución es amplia e irregular. Su coloración es pardo-amarillenta clara.

De acuerdo con las observaciones expuestas más arriba, el fenómeno de alteración hidrotermal parece haber ocurrido de la siguiente manera (tabla II):

1. *Fase ácida.* El proceso comenzó con la caolinización de los fenocristales, por soluciones ácidas que ascendieron por fisuras más o menos definidas. Casi inmediatamente se inició la disposición de sílice que ascendió a lo largo de los mismos conductos, dando origen al jaseroide, que contenía algo de pirita. La caolinización, así como la silicificación más intensa, quedó restringida a la inmediata vecindad de las fisuras.

2. *Fase alcalina.* A continuación hubo un cambio en el carácter de las soluciones, que determinó la formación de hidromuscovita, sílice y calcita, esta vez en forma difusa. La silicificación, que probablemente adquirió importancia en el período de transición entre ambas fases, fué siempre más intensa en las fisuras; por ellas siguió subiendo la sílice junto con las substancias que dieron origen a la hidromuscovita y a la calcita. A ello se debe la formación de las fajas de alteración « mixta ».

TABLA II Paragenesis de la alteración hidrotermal

	Fase ácida	Fase alcalina
Cuarzo	—	—
Caolinita (halloysita)	—	—
Pirita	—	—
Oro	—	—
Hidromuscovita	—	—
Calcita	—	—
Barita	—	—
Alunita	—	—
Jarosita	—	—



En una etapa posterior, la pirita presente en las fisuras silicificadas fué oxidada, dando lugar a las manchas de color ferruginoso que las caracteriza («gossan»). Por el tono claro de la coloración se adivina que, aparte de pirita, no existía otro sulfuro en cantidad apreciable. Existe, en cambio, oro en proporción variable, que acompañó a la silicificación.

Las razones que me inducen a ubicar la caolinización en una fase previa a la alteración difusa de hidromuscovita y calcita, son las siguientes:

1ª Presencia de calcita en el jasperoide, asociada a la caolinita; esta calcita no puede haberse depositado sino después que la caolinita, cuando el ambiente era alcalino. A menos que existan dos generaciones de calcita, la fase ácida debe haber sido previa a la alcalina.

2ª La existencia de relleno de fisura (jaboncillo) hidromuscovítico en la roca caolinizada, como sucede en las proximidades de la vena de jasperoide principal.

3ª La existencia de rocas alteradas pseudobrechosas, en las que los «fragmentos» presentan alteración halloysítica, mientras que la mátrix, que representa indudablemente una alteración posterior, es hidromuscovítica.

Ninguna de estas razones, tomada aisladamente, es decisiva, pero el hecho de apuntar todas en el mismo sentido hace muy probable la sucesión paragenética adoptada. La existencia de una fase ácida inicial seguida por otra alcalina, está de acuerdo con las previsiones teóricas (Bowen, 1933).

Existe aún otra posible interpretación, que es la de que la caolinita fuera el resultado de la acción de las soluciones sulfúricas originadas por descomposición de la pirita. Por largos años, desde que se descubrió la importancia de los fenómenos supergénicos en áreas mineralizadas, ésta ha sido la interpretación corriente de la caolinita. Ultimamente, sin embargo, se han multiplicado las observaciones de casos en que este mineral se presenta con todas las características de un producto hidrotermal. En Agua Tapada, los argumentos que se oponen a la idea del origen supergénico de la caolinita (y halloysita) son, brevemente expuestos, los siguientes: 1) su restricción a las zonas de los jasperoides, aunque la distribución del material ferruginoso indica que la piritización no fué más abundante allí que en otras zonas (o sea las fajas de alteración mixta) donde la caolinita es escasa o ausente; 2) como se dijo más arriba, la calcita presente en los pseudomorfos de aquel mineral tiene que ser forzosamente posterior, por lo que, a menos que el carbonato sea supergénico, no podría serlo la arcilla; 3) en general, la forma de presentarse está más de acuerdo con la que podría esperarse de un mineral hidrotermal.

Las soluciones ácidas supergénicas parecen haber actuado, sin embargo, sobre la halloysita (o caolinita) ya formada. En efecto, en el inte-

rior del jaseroide puede verse que en muchas partes donde existe impregnación por material ferruginoso los pseudomorfos han desaparecido, dejando los espacios vacíos; donde la impregnación no ha alcanzado, en cambio, aquéllos se presentan en su forma acostumbrada. El cambio se produce bruscamente, en espacio de pocos centímetros. La naturaleza de esta acción disolvente (?) de las soluciones no resulta muy clara.

#### CONCLUSIONES

1ª En Agua Tapada existe un complejo volcánico formado por mantos de lava basáltica, algo inclinados hacia el NW o el W, atravesados por dos dique de andesita cuarzosa y afectado irregularmente por alteración hidrotermal.

2ª Los diques andesíticos se caracterizan por sus contactos transicionales con respecto a la roca de caja, es decir, a los mantos basálticos. La roca de transición es igual a la que forma algunos de los mantos.

3ª Los mantos están constituidos por basaltos con y sin olivina, basaltos hornbléndicos y basandesitas (andesitas labradoríticas). Ordenados por su contenido decreciente de albíta en la plagioclasa, estos distintos tipos litológicos incluyendo los que forman los diques, constituyen una serie en que las asociaciones de los minerales félicos se suceden de la siguiente manera (tabla I): olivina-clinopiroxeno, clinopiroxeno, clinopiroxeno-hornblenda, clinopiroxeno-ortopiroxeno-hornblenda, biotita-hornblenda, biotita. Cuarzo y feldespato potásico aparecen como fases primarias en los últimos términos de la serie. Paralelamente con el aumento de albíta en la plagioclasa, hay en el clinopiroxeno un crecimiento en el contenido de  $\text{SiO}_3\text{Fe}$ .

4ª Esta sucesión representa el orden paragenético de las rocas de la región, derivadas por diferenciación progresiva de un magma basáltico infrasaturado. El mecanismo de diferenciación ha sido probablemente la cristalización fraccionada, complementado por algo de asimilación de rocas ácidas.

5ª La aparición anticipada de hornblenda en la serie es atribuida a la riqueza del magma en alúmina. La extrusión del magma provocó, en lavas en que el anfíbol recién comenzaba a ser estable, un detenimiento en la formación del mismo por escape de  $\text{H}_2\text{O}$ , y reaparición del piroxeno.

6ª Los diques andesíticos representan los conductos a través de los cuales tuvo lugar la extrusión de las lavas, los cuales drenaban cámaras magmáticas donde la diferenciación iba en progreso.

7ª La alteración hidrotermal de las rocas volcánicas se manifiesta de tres maneras: 1) venas de cuarzo microgranular (jaseroide), cuya asociación típica es cuarzo-halloysita (o caolinita); 2) una alteración carac-



terizada por hidromuscovita-calcita-cuarzo, que afecta un área extensa y sin límites definidos; 3) fajas ferruginosas donde se combinan las dos alteraciones anteriores, y donde jarosita está generalmente presente. Las venas de jaseroide y las fajas silicificadas ferruginosas poseen un rumbo bastante constante, que es similar al de los diques andesíticos.

8ª La alteración hidrotermal ocurrió en dos fases en este orden: una ácida, con reemplazo de los feldespatos por caolinita y halloysita, y otra alcalina, en formación de hidromuscovita y calcita (tabla II).

9ª El acmé de la silicificación está representado por las venas de jaseroide, ocurrida probablemente durante la transición entre ambas fases; algo de pirita y oro acompañó a la sílice, cuya deposición se continuó en la fase alcalina. La alteración meteórica destruyó al sulfuro, originando «gossans» a lo largo de las fajas de silicificación. La máxima concentración de oro habrá que buscarla, por lo tanto, en esta zona superior de oxidación, como es la regla en estos casos; sería mala política buscar bonanzas en profundidad mediante costosas labores, sobre todo cuando las leyes en la zona de enriquecimiento sean bajas.

10ª La alteración hidrotermal es considerada como la fase final de la evolución magmática, habiendo ocurrido inmediatamente después de la formación del complejo volcánico, y a escasa profundidad.

11ª La deformación tectónica no ha sido de importancia, como lo demuestra la posición de las capas terciarias que circundan el área eruptiva, inclinadas al NW muy pocos grados. En Agua Tapada los mantos presentan en general una inclinación algo mayor, pero ello es probablemente debido a la posición inicial ya algo inclinada.

12ª La historia geológica de Agua Tapada es en esencia la misma de toda la región volcánica, según resulta de los estudios regionales del autor. Las formas de alteración descritas, por ejemplo, están representadas igualmente en el área del cerro Atajo, y al parecer también en Capillitas.

No existen, por desgracia, datos publicados sobre la distribución de los distintos tipos de mineralización, y de la alteración asociada. De acuerdo con rápidas observaciones realizadas en el Atajo, la mineralización de metales básicos estaría relacionada con la hidromuscovitización, mientras que el oro correspondería a la silicificación concentrada en zonas o fajas; ello se interpretaría, a estar con la paragénesis indicada en tabla II, como que los sulfuros habrían sucedido al oro.

Son necesarias nuevas investigaciones, del tipo de la presente, en los lugares donde se llevan a cabo los estudios mineros, teniendo al mismo tiempo acceso a los datos que sobre la mineralización arrojen los mismos. Solamente así se podrá llegar a la comprensión cabal de los fenómenos hidrotermales ocurridos en la región, y desarrollar la exploración minera con un criterio científico que reduzca el esfuerzo inútil.

**Abstract.** — In the vicinity of Agua Tapada, Province of Catamarca, Argentina, exists a volcanic formation consisting of lava flows, dikes and — to a much lesser extent — tuffs, the whole locally affected by intense hydrothermal alteration. Interest in the geology of this formation has aroused from the fact that several old gold prospects are now being reopened throughout the area. The general geology of the entire region has been studied by the writer in a report for the Dirección de Minas y Geología, now in press. An area of about 1 sq. kilometer at Agua Tapada was selected for detailed petrologic study, on account of its representing fairly well the characteristics of the whole formation.

The volcanic rock-types represented are olivine and olivine-free basalts, hornblende-augite and hornblende-augite-hypersthene basalts, basandesites (i. e. labradorite-andesites), andesites and quartz-andesites. Dacites and rhyolites are known from other parts of the region. The lavas form part of an eruptive center, several kilometers wide, surrounded by flat lying volcanic breccias and tuffites; the country occupied by the volcanic formation is, in turn, encircled by block-mountains made up of crystalline rocks. The age of the volcanics is Mid- to Upper-Tertiary.

At Agua Tapada the lava beds dip gently to the NW and W; the individual flows are not without difficulty discriminated from one another. They are fine-grained, dark gray to dark-greenish gray, and show sparse phenocrysts of clinopyroxene and/or hornblende, up to 4 or 5 mm in size, or abundant hornblende needles. Plagioclase phenocrysts are more numerous though smaller and little conspicuous.

Across the middle of the area lies a dike of a porphyritic quartz-andesite, showing relatively large (3-4 mm) crystals of andesine, densely distributed in a greenish gray groundmass; biotite, quartz and hornblende are also present as phenocrysts. Another dike, made up of a similar, though somewhat less porphyritic andesite, is found paralleling the former some 100 meters to the south. The strike of these dikes is N65W, both being essentially vertical.

A most unusual feature of these dikes is their transitional relation towards the country-rock. This is most noticeable in the largest one; in fact, the vanishing character of its two ends has prevented their mapping. The transitional rock is a basandesite rich in hornblende needles, like the one that forms some of the flows. The limits shown on the map are only approximate and conventional, since the gradation from one facies to another is perfect. In the other dike the transition is quicker, though just as complete.

A petrographic study of the lava flows and dikes shows a number of rock-types which, arranged in order of decreasing anorthite content in the plagioclase, give the sequence of mineral assemblages shown in table I. This sequence is considered by the writer to represent the sequence of differentiative stages in the underlying magma, brought about by crystal fractionation, and — to a lesser extent — by assimilation of granitic rocks. This paragenetic series is actually found in the passage from the country rock to the main body of the dikes, which provide the last two members of the sequence of table I.

The course of differentiation is thought to have been as follows:



Starting with a slightly undersaturated basaltic magma, it evolved by fractionation towards tholeiitic. Along with the increase of albite content in the plagioclase, there was a definite enrichment in iron of the crystallizing clinopyroxene (fig. 9). Soon hornblende starts to separate out, *gradually* substituting pyroxene as the main phenocrystic component. The formation of hornblende at this (early) stage was due, it is believed, to the increase of « available » alumina, freed by the substitution of albite for anorthite; as far as it can be ascertained from its mineralogy, this magma series is characterized from the chemical standpoint by a relatively large alumina content. Unfortunately, no chemical analysis are available to prove this point.

Naturally, the concentration of volatiles was such as to favor the formation of amphibole, inasmuch as available alumina was present; the extrusion of magma after some hornblende and clinopyroxene had crystallized out, and consequent escape of water, arrested the separation of the former, pyroxene becoming again the only stable phase. The amphibole crystals were partly or wholly resorbed, depending mainly on their size, and the liquid continued its consolidation giving out augite and hypersthene. Evidence for this is found in the exclusively phenocrystic character of hornblende, as compared with the pyroxenes, which appear chiefly as small microphenocrysts and constituents of the groundmass, sometimes forming clusters in the middle of which may be seen rests of amphibole. The two pyroxenes represent to a certain extent the splitting of the hornblende molecule.

As the differentiation proceeded, the magma changed to a composition such as to make hornblende stable in spite of the lower concentration of volatiles derived from extrusion; the conditioning factors are believed to have been the still higher proportion of available alumina, as well as of iron. The concentration of potash caused the entry of biotite at about this stage; some earlier biotite has generally been formed, although it was more or less completely resorbed upon extrusion, by the same reasons as the amphibole.

As potash was concentrating in the magma, biotite became gradually more abundant, specially in relation to hornblende; finally, some of the alkali went into groundmass feldspar. Free silica, so far restricted to the groundmass as glassy filling or interstitial quartz, appeared at the last stage as quartz phenocrysts.

The andesite dikes with gradational passage into the country rock are interpreted as the conduits whereby the outpouring of the latter took place, ascending from a magmatic reservoir in which the process of differentiation was on its way. After the lava constituting the country-rock at a given place poured out, the increasingly differentiated magma continued to rise. Circulation being fastest along the middle of the conduit, the magma was always more acid there than nearer the walls. As long as the lava-flow (i. e. the country rock) did not lose all its mobility, no discontinuity could have been originated between it and the uprising magma of the central part of the channel; this gradation was maintained till the end of the eruption, in spite of the increasingly higher difference in composition. To the steep chemical gradient corresponded an equally steep temperature gradient, so that no diffusion or any other manifestation of disequilibrium was to be expected.

Hidrothermal alteration is widespread throughout the entire region, and is sometimes accompanied by copper and gold mineralization. At Agua Tapada it assumes two contrasted forms: a  $\text{SiO}_2$ -kaolinite-pyrite alteration, concentrated along fissures and giving rise to fine-grained quartz-veins (jasperoid), and a hydromuscovite-calcite- $\text{SiO}_2$  alteration affecting relatively large volumes of rocks. A third type results from the superposition of the first two, by which ferruginous zones rich in quartz and hydromuscovite were formed. Pyrite has been completely decomposed by oxidation, the resulting iron oxides remaining as a «gossan». Dikes and zones of alteration have about the same strike (N65W), indicating that they were controlled by the same structural lines.

On the basis of certain association and textural relationships, it is concluded that the sequence of alteration is as represented in table II, which suggests a change of the chemical character of the solutions from acid to alkaline. The bearing of these results on the interpretation of the mineralization in the region is briefly discussed.

Instituto de Geología.  
Ituzaingó 1060, Buenos Aires.

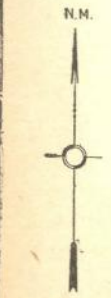
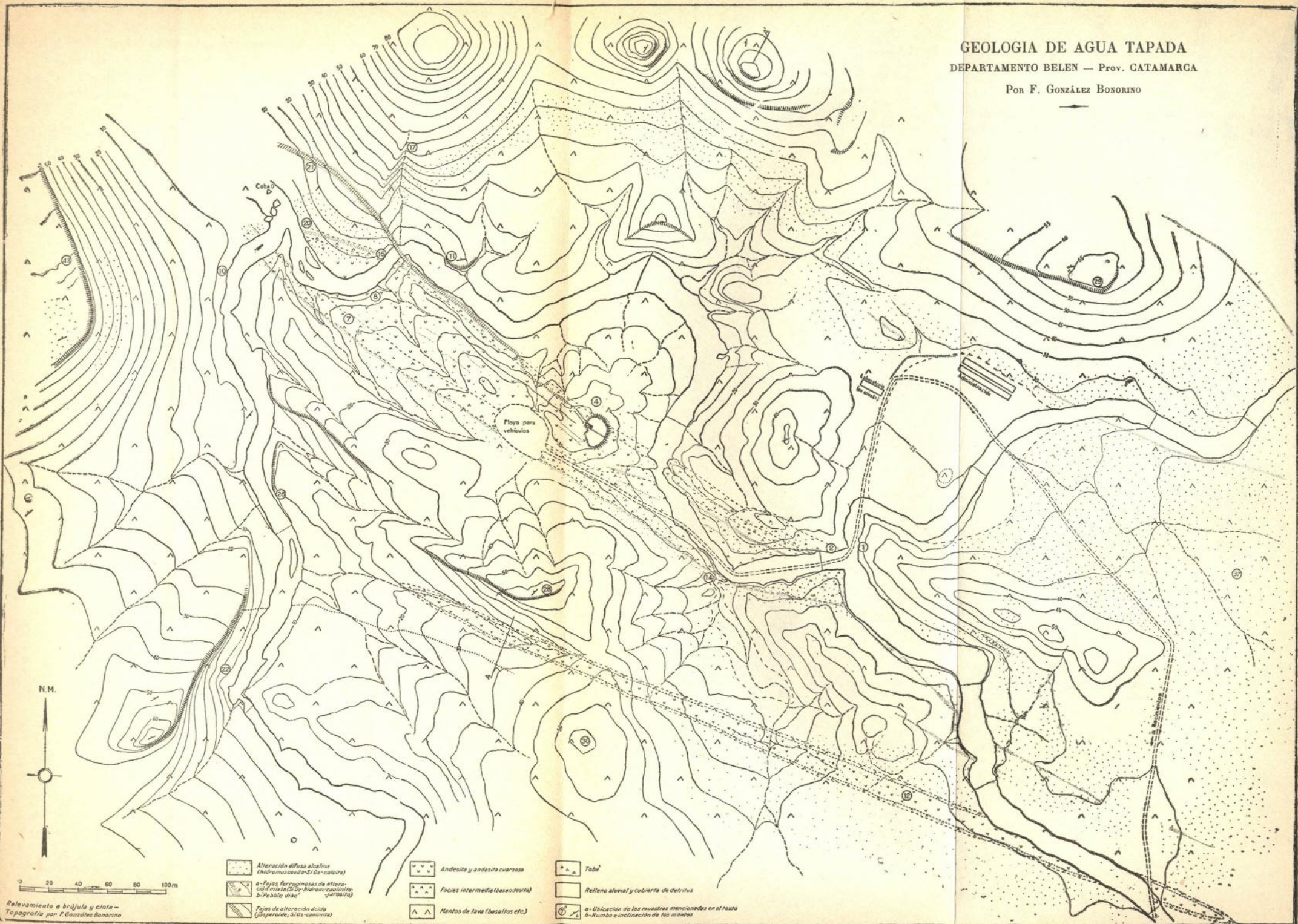
#### LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BARTH, T. F. W. 1931. *Crystallization of pyroxene from basalt*. Amer. Miner., 16, 195-208.
- BOWEN, N. L. 1928. *The evolution of the igneous rocks*. Princeton.  
— 1933. *The broader story of magmatic differentiation, briefly told*. In Ore depos. western states, AIME, New York, 106-127.
- DEER, W. A. and WAGER, L. R. 1938. *Two new pyroxenes included in the system clinoenstatite, clinoferrosilite, diopside and hedenbergite*. Miner. Mag., 25, 15-22.
- EDWARDS, A. B. 1942. *Differentiation of the dolerites of Tasmania*. Jour. Geol., 50, 451-480, 579-610.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. 1947. *Geología y petrografía de las hojas 12 d (Capillitas) y 13 d (Andalgalá), Catamarca*. Dir. Min. Geol., Bs. As. (en prensa).
- HESS, H. H. 1941. *Pyroxenes of common mafic magmas*. Amer. Miner., 26, 515-35, y 573-94.
- KENNEDY, W. Q. 1935. *The influence of chemical factors on the crystallization of hornblende in igneous rocks*. Miner. Mag., 24, 203-7.
- KOZU, S., YOSHIKI, B. and KANI, K. 1927. *A study on the transformation of common hornblende into basaltic hornblende at 750°C*. Science Rep., Tohoku Imper. Univ., III, 3, 143-159.
- KUNO, H. 1937. *Fractional crystallization of basaltic magmas*. Jap. Jour. Geol. Geogr., 14, 189-208.
- LARSEN, E. S. and IRVING, J. in LARSEN, IRVING, GONYER and LARSEN 3rd. 1937. *Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado*. Amer. Miner., 22, 8, 889-905.
- LOVERING, T. S. 1949. *Rock alteration as a guide to ore—East Tintic district, Utah*. Mon. 1, Economic Geol.
- PEIRANO, A. 1945. *Agua de Dionisio*. Cuad. Miner. Geol., Univ. Tucumán, nº 12-13.
- TOMITA, T. 1934. *Variation in optical properties, according to chemical composition, in*



GEOLOGIA DE AGUA TAPADA  
 DEPARTAMENTO BELEN — Prov. CATAMARCA

Por F. GONZÁLEZ BONORINO



Relevamiento a brújula y cinta -  
 Topografía por F. González Bonorino

- |  |  |  |                                |  |  |
|--|--|--|--------------------------------|--|--|
|  | Alteración difusa alcalina<br>(hidromuscovita-SiO <sub>2</sub> -calicita)                            |  | Andesita y andesita cuarzosa   |  | Toba   |
|  | a-Fajas ferruginosas de alteración<br>con magnetita-hidroquinina-<br>jarosita<br>b-Fajas de jarosita |  | Facies intermedia (basandita)  |  | Relleno aluvial y cubierta de detritos   |
|  | Fajas de alteración ácida<br>(jasperite, SiO <sub>2</sub> -caolinita)                                |  | Nantos de lava (basaltos etc.) |  | a-Ubicación de las muestras mencionadas en el texto<br>b-Rumbo e inclinación de los marcos |



*The pyroxenes of the clinocstatite-clinohyperstene-diopside-hedenbergite system.*  
Jour. Shanghai Sci. Inst., 2, 1, 41-58.

TSUBOI, S. 1932. *On the course of crystallization of pyroxene from rock magmas.* Jap. Jour. Geol. Geogr., 10, 67-82.

WAGER, L. R. and DEER, W. A. 1939. *The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland.* Meddel. Gronland, 105, 4, Copenhagen.

Recibido por la Asociación el 15 de julio de 1949.