

REVISTA  
DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo VI

Julio de 1951

Nº 3

GRANITOS Y MIGMATITAS

DE LA FALDA OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE ANCONQUIJA<sup>1</sup>

Por FELIX GONZALEZ BONORINO

RESUMEN

La sierra de Anconquiya está compuesta por rocas metamórficas, en gran parte migmatizadas, y granito en dos tipos de cuerpos, unos pequeños y lenticulares (sintectónicos) y otros batolíticos (apotectónicos); los primeros predominan en las zonas migmatíticas. En la falda occidental de la sierra los esquistos son en su mayor parte filitas cuarzosas y micacitas, en partes bandeadas, ricas en cuarzo y biotita. Hornblenda y epidoto son localmente abundantes. La esquistosidad, esencialmente paralela a la estratificación, es relativamente poco inclinada al este en la parte alta de la sierra, y más inclinada abajo. Se describen algunos fenómenos de metasomatismo de los esquistos. Existen en esta falda grandes fajas de migmatización, en que los esquistos han sido transformados en gneises de inyección, etc. Tres áreas graníticas afloran en esta falda, que son, de sur a norte, el borde del extenso batolito de Andalgalá-Capillitas, el cuerpo del Arenal, y el cuerpo del Zarzo. Estos últimos son cuerpos subsidiarios del primero, y constituyen por sí solos el batolito del Anconquiya. Se distinguen y delimitan tres facies principales en este batolito, y otras tres en el batolito mayor. La migmatización de los esquistos tuvo lugar en dos etapas, una sódica y otra potásica, separadas entre sí por la invasión batolítica. Esta última ocurrió no tanto por movimientos de masas magmáticas, como por influjo gradual de magma que en gran parte ascendió a través de los planos de esquistosidad de los esquistos.

En mis primeros reconocimientos geológicos en la región de las sierras del grupo del Anconquiya, realizados por cuenta de la hoy Dirección Nacional de Minería, pude comprobar que la falda occidental del cordón principal presentaba una oportunidad propicia para el estudio de las relaciones entre la inyección magmática y la invasión batolítica. La de-

<sup>1</sup> Sobre la ortografía de este toponímico, ver Kuhn y Rohmeder (6, pág. 85). Los números entre paréntesis se refieren a la Bibliografía con que finaliza este trabajo.

This One



N48R-USR-KEYZ protegido por derechos de autor

limitación de los cuerpos graníticos resultó, sin embargo, más difícil de lo previsto, pues la impregnación magmática las rocas de caja reduce los contrastes de modo que los contactos deben ser buscados con cuidado, al menos en ciertas partes del complejo. A principios de 1949 dediqué unas tres semanas al estudio de esta falda, ubicando los contactos mediante un relevamiento expeditivo (Lám. I). En esta fase del trabajo conté con la activa e inteligente cooperación del doctor Julián A. Fernández, de la Dirección Nacional de Minería.

#### SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área estudiada abarca la falda noroccidental de la sierra de Anconquiya entre los ríos Buey Muerto al noroeste y Las Conchas al sudoeste. La región es relativamente inhóspita, existiendo sólo algunos puestos misérrimos al pie de la sierra. El núcleo de población más importante es la estancia Los Cerrillos, situado al norte del área abarcada por el mapa. A cierta distancia de la base de la sierra pasa la carretera que une Santa María con Capillitas y Andalgala. El camino asciende sesgadamente desde el sudoeste, alcanzando la máxima altura en el cono aluvial del río Arenal, justamente en la ruinas del « ingenio » (planta de molienda) del Arenal; de allí desciende primero suavemente hasta Loma Redonda, y luego en forma franca hacia el bajo, en dirección a Santa María.

Algunos de los ríos que bajan de la sierra tienen un buen caudal, y sus aguas son permanentes por lo menos en la parte superior del pie-de-sierra. Los restantes se insumen a poco de salir de la sierra.

La vegetación es típicamente xerófila; dominan el matorral (jarilla, etc.) y los cardones en la partes bajas de los filos y en el pie-de-monte, reemplazados arriba por las gramíneas duras, plantas en cojín, y demás formas propias de la vegetación de las altas sierras y de la Puna.

#### FISIOGRAFÍA

La fisiografía de la sierra de Anconquiya, especialmente de sus formas glaciarias, ha sido estudiada por Tapia (9) y Rohmeder (8), a quienes puede consultarse por mayores datos. Aquí me limitaré a dar un bosquejo geomorfológico del área estudiada, sin entrar en detalles.

La falda noroccidental es la más empinada de las dos laderas de la sierra del Anconquiya, con una pendiente media de unos 15 grados. La morfología es sencilla: filos redondeados, rematando en crestas más o menos agudas que separan los circos de la zona glaciada. La línea de

cumbres está relativamente entera (Lám. II), aunque su incisión es mucho mayor que en las sierras vecinas, de menor altura. El nivel general de las cumbres se mantiene bien arriba de los 4500 m en una gran extensión, desde el cerro Muñoz hasta el cerro Negro, culminando en los dos nevados, el de los Cerrillos y el del Candado. En el primero de ellos las alturas son mayores que en el del Candado; en el mapa de W. Anz (hoja 12e del Mapa Geológico-económico de la D. G. I. M.) figura una cota máxima de 5550 m, contra 5450 m de Nevado austral. Tomando como base la cota del mojón de la Loma Redonda que figura en dicho mapa (3030 m), hemos obtenido, para el cerro Nevado del Candado, una altura de 5580 m. Correspondientemente, las cotas de las demás cumbres aparecen en general algo mayores que en el mapa de Anz.

Las partes altas muestran una topografía alpina bastante madura, sobre todo en los nevados septentrionales (no representados en el mapa de Lám. I). En el sur, los circos de la falda noroccidental se prolongan en valles glaciarios muy cortos, sobre todo en la parte austral; las morenas están depositadas generalmente muy cerca de la salida de los circos. Del lado oriental, en cambio, los antiguos glaciares tuvieron una longitud mayor, y algunos valles se extienden a varios kilómetros del circo. Ello se debe a la menor pendiente, y a la mayor cantidad de precipitaciones.

La topografía glaciaria desaparece de la falda noroccidental al sur del filo de las Peñas Blancas. Desde allí, los filos son lisos y redondeados hasta la cumbre. Del otro lado, los circos se continúan hasta el portezuelo Yutiyaco, el primero al sudoeste del cerro Negro.

Los valles en U son más largos en el norte que en el sur; en la cuenca de los ríos Zarzo y Buey Muerto alcanzan a varios kilómetros. Un caso notable es el glaciar colgante de la cuenca del Buey Muerto, no mencionado previamente en la literatura. Este valle en U viene a desembocar en el vacío, algo más abajo de la mitad de la falda. El río Buey Muerto abandona el valle más arriba, precipitándose por una quebrada, profunda de origen fluvial. El curso actual de este río fué establecido, probablemente, cuando el glaciar ocupaba el valle, o durante su retroceso.

En los valles principales que descienden de la zona glaciaria se distinguen tres tramos: el superior, representado por la artesa glaciaria, algo incidida por el río en la etapa postglacial; el tramo medio, excavado profundamente en la roca firme, y el inferior, ocupado por un relleno de sedimentos fluviales bastante espeso, proporcional a la importancia de la cuenca. El valle actual está, en el tramo inferior, labrado en aquel relleno de sedimentos gruesos, los cuales se continúan en el cono aluvial presente a la salida de la sierra.

El desarrollo de estos valles principales ha sido de la siguiente ma-

nera : el tramo superior fué primero elaborado por los glaciares, y luego incidido apenas por las corrientes postglaciarias, cuyo poder de erosión era reducido, tanto por la proximidad de las fuentes como por la menor pendiente del valle glaciario.

El segundo tramo fué formado por los ríos glaciarios y postglaciarios, de manera que su incisión fué continua, aunque no siempre de la misma eficacia.

En el tramo inferior hubo incisión en una etapa preglaciaria y quizás, en parte, glaciaria, seguido por una fuerte deposición del material arrasado de las morenas en la etapa de retroceso y desvanecimiento de los glaciares, caracterizada por precipitaciones copiosas. En este momento se formaron también los fanglomerados más espesos al pie de la sierra.

El desecamiento del clima y la desaparición de una gran parte de los depósitos glaciarios de las partes altas provocaron una nueva profundización del valle, esta vez en el relleno, tanto dentro de la quebrada como en el pie-de-monte.

De los depósitos más antiguos o superiores del pie-de-monte quedan conservados remanentes alargados a la salida de los ríos principales. La Loma Redonda es uno de estos restos, en gran parte desconectado por la erosión del pie de la sierra.

#### BOSQUEJO GEOLÓGICO REGIONAL

La geología del grupo de sierras que divergen del nudo de los nevados australes del Anconquiya, ha sido descrita en tres monografías, correspondientes respectivamente a las Hojas 12 y 13d, 13e y 12e de la Dirección General de Industria Minera (2, 3, 4; véase también 5).

La sierra de Anconquiya, la segunda de las Sierras Pampeanas en importancia orográfica, se extiende de SSW a NNE desde los Nevados australes (El Candado y Overo) hasta el cerro Muñoz, el que a su vez se prolonga al norte en las Cumbres Calchaquíes. Desde los Nevados australes comienza, puede decirse, su bifurcación; una rama sigue al SW, subdividiéndose a su vez en otros bloques de sierra (Co. Aspero, Capillitas), y otra al sur, que se prolonga en la sierra de Ambato. Además, de la parte baja de la falda oriental, a la altura del paralelo 27°15', nace un cordón, la cumbre de Narváez, que hacia el sur se va dividiendo en otros, con el mismo rumbo N-S. Al sur del paralelo 27°30' (Hoja 13e), encontramos ya siete sierras, incluyendo el cordón del Ambato; estas sierras constituyen un complejo montañoso que separa el llano tucumano del bolsón de Pipanaco.

Cada una de estas « cumbres » es un bloque del basamento cristalino limitado por fracturas, e inclinado invariablemente al este. En algunos,

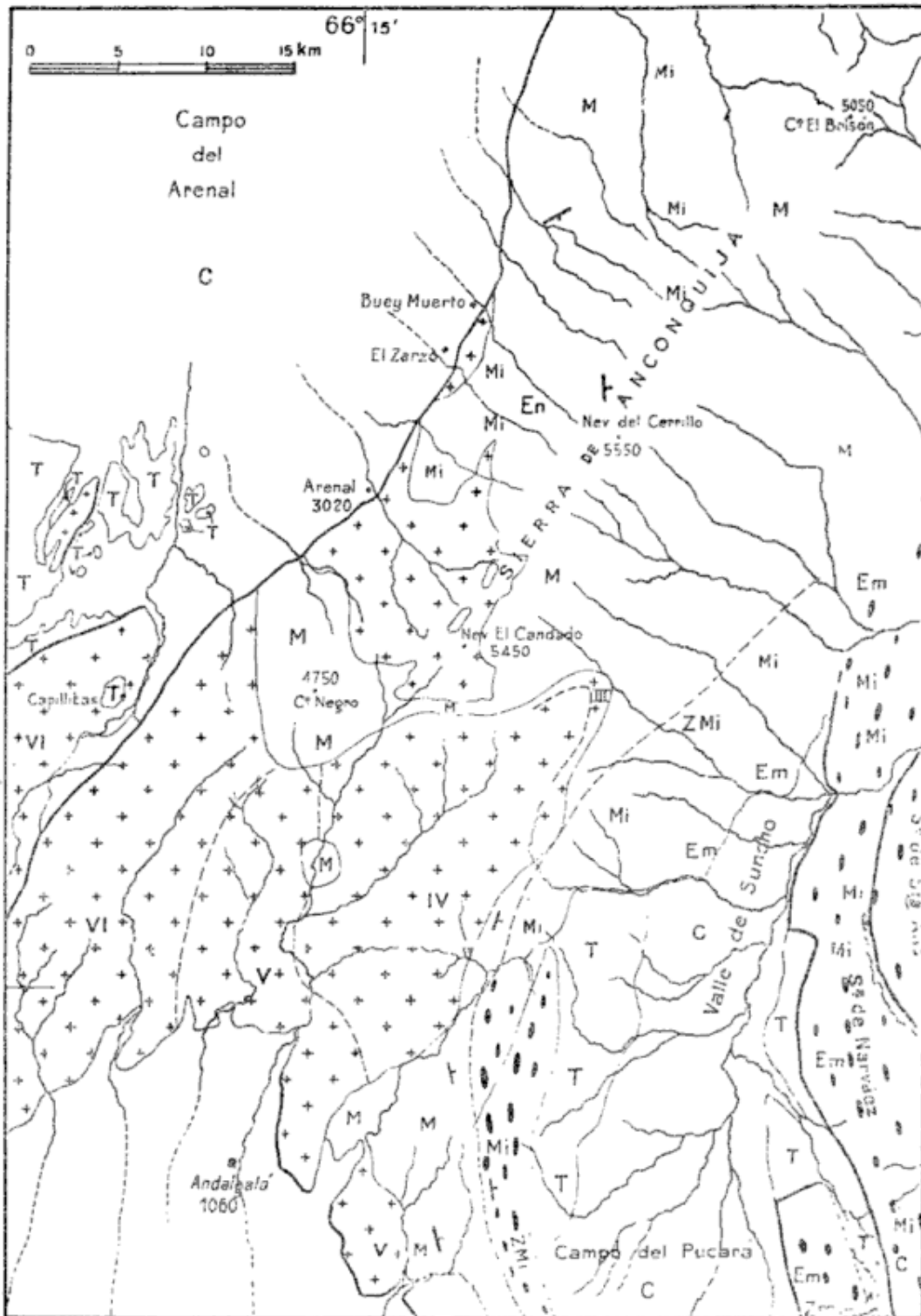


Fig. 1. — *Bosquejo geológico de la región de la sierra de Anconquiya.* Referencias: *M*, esquistos metamórficos cuarzo-micáceos; *Em*, esquistos migmatíticos; *Mi*, migmatitas; *ZMi*, zona de mínima inyección. (La línea cortada indica el límite de estas zonas, representado solamente en la parte sudeste del mapa). *Lentes negras*, cuerpos graníticos sintectónicos. *Cruces*, granito batolítico. III, IV y V, facies del granito batolítico; *T*, sedimentos y volcánicas terciarias; *C*, depósitos cuaternarios. La línea de contacto gruesa representa la falla (o el pie del flanco de falla) del bloque.

especialmente en las sierras bajas de la Hoja 13e, el perfil asimétrico que resulta de este modo de formación está muy bien conservado; la falda oriental es poco inclinada, y presenta todavía extensos remanentes de la antigua peneplanicie supraterciaria; la occidental, en cambio, cae bruscamente. El bloque principal, la sierra de Anconquija, presenta igualmente un perfil asimétrico, pero estando mucho más recortada que las restantes, ya no muestra restos de la peneplanicie sobre la falda oriental, aunque la regularidad de sus lomadas descendentes es un reflejo de su antigua presencia.

Aparte de los sedimentos cuaternarios que rellenan los bolsones y los valles intermontáneos, existen las siguientes unidades geológicas: 1) los esquistos metamórficos, 2) los cuerpos graníticos, 3) el complejo de inyección, y 4) los sedimentos terciarios.

*Rocas metamórficas.* — Estas son en su mayor parte filitas y micacitas cuarzo-biotítico-muscovíticas gris verdosas; su rumbo es, en primera aproximación, N-S, y la inclinación generalmente al naciente.

En la parte occidental, en la prolongación de la sierra de Ambato (cuesta de la Chilca), la esquistosidad y la estratificación coinciden, y las capas se inclinan unos 25 grados al este, con algunos pliegues locales muy abiertos. Los esquistos son, en la parte baja de la falda occidental, micacitas cuarzosas, de grano más bien fino, pasando hacia arriba a filitas cuarzosas verde oscuras en parte (cloritizadas); las micacitas y las filitas se alternan en la parte media en capas de uno o dos metros de espesor (3).

Hacia el este, o sea hacia arriba en la serie estratigráfica, las filitas cuarzo-biotíticas presentan un característico bandeo, consistente en bandas ricas en mica y en cuarzo, respectivamente, de pocos milímetros de espesor. La migmatización ha transformado enormemente los esquistos en la parte central y oriental; en lugares donde aquélla disminuye, como por ejemplo entre las sierras de Humaya y Narváez, la estratificación, representada por el bandeo, conserva su inclinación de 20 a 25 grados al naciente. La esquistosidad, sin embargo, ya no le es paralela, pues buza casi 90 grados al este, siendo paralela a los planos axiales de los micropliegues que se observan en muchos lugares. Este clivaje transversal ha sido el camino por el cual las soluciones migmatizantes ascendieron.

El paquete de esquistos conserva aproximadamente las mismas características de norte a sur. Al sur del paralelo 27°30' el rumbo general es NNW y es bastante constante; al norte es NNE, aunque los cambios locales son más frecuentes por la presencia de cuerpos graníticos. El punto de giro se encuentra aproximadamente a la altura del Campo de Pucará.

*Cuerpos graníticos.* — El granito forma cuatro tipos de cuerpos (ver 5): 1) cuerpos pretectónicos, y 2) sintectónicos, concordantes, lenticulares, de dimensiones relativamente reducidas, 2) cuerpos apotectónicos, de gran tamaño, discordantes, irregulares en su forma, y 3) cuerpos leptotectónicos, intermedios entre los dos anteriores.

Los dos primeros tipos están formados por un granito gris claro, algo rosado, grano mediano, equigranular, con proporción variable de microclino. Casi siempre presentan un cierto grado de cataclasis, que en algunos casos llega a ser una verdadera milonitización (cuerpos pretectónicos). Cuerpos milonitizados afloran, por ejemplo, en la falda oriental de la sierra de Humaya, y en la cumbre de Narváez. Estos cuerpos más deformados tienen una distribución salteada; esto demuestra que la invasión magmática coincidió con un empuje tectónico, cuya culminación ocurrió cuando algunos de los cuerpos habían sido ya emplazados.

Los cuerpos sintectónicos coinciden en general con las áreas más migmatizadas; en los contactos, y sobre todo en los extremos, se ven desprenderse finas venas lit-par-lit que migmatizan a los esquistos. Los cuerpos pretectónicos, en cambio, no están conectados directamente con la migmatización. El tamaño de todos estos cuerpos varía desde algunos kilómetros (ver fig. 1) hasta pocos metros, confundiéndose finalmente con las venas de las migmatitas; su abundancia está en razón inversa de sus dimensiones.

Aunque el granito de la mayoría de los cuerpos es relativamente pobre en ferromagnésicos, hay algunos que poseen una apreciable cantidad de biotita, orientada hasta determinar una foliación más o menos marcada. Estos cuerpos, que se encuentran en la quebrada de Humaya, han sido formados por inyección lit-par-lit progresiva de carácter tonalítico, y la mica es el remanente de los tabiques esquistosos.

La proporción de microclino es variable; es en general más abundante en los cuerpos más milonitizados, como los que se encuentran en la sierra de Humaya, donde constituye casi el 50 por ciento, siendo el resto cuarzo y algo de mica y oligoclasa. El microclino disminuye en los cuerpos menos deformados (sintectónicos), desapareciendo casi totalmente en los cuerpos más íntimamente ligados con la inyección, donde su lugar es ocupado por la oligoclasa.

Dentro del área migmatítica existen algunos cuerpos graníticos (Cumbre de los Pinos, San Ignacio) de tamaño mayor y forma más irregular que las intrusiones sintectónicas, y cuyos contactos son en gran parte discordantes. Están formados por un granito mediano a grueso, en partes algo porfiroide, rico en microclino; por su forma y sus relaciones con las zonas de inyección, vienen a representar un intermedio entre los cuerpos sintectónicos y los apotectónicos, habiendo ocupado su posición final cuando la deformación se desvanecía. A estos cuerpos he llamado *leptotectónicos* (5).

Los *cuerpos apotectónicos* corresponden al batolito, que forma la mayor parte de las sierras al poniente de los Nevados australes. El batolito está formado por dos cuerpos de tamaño muy desigual. El menor de ellos, que constituye el tema principal de este trabajo, es llamado batolito del Anconquiya, el que a su vez comprende dos cuerpos de dimensiones distintas. El otro, que podemos llamar batolito de Capillitas, abarca el área situada al oeste del cerro Negro, y, con la interrupción de un delgado tabique de esquistos intercalado a la altura de la quebrada de Amanao, alcanza a la sierra de Fiambalá.

Los límites del batolito están en su mayor parte ocultos a la vista por el relleno de los bolsones; allí donde afloran, sus relaciones con los esquistos de la caja son discordantes, salvo en cortos trechos. Por lo que hemos podido observar, los contactos son aproximadamente verticales o inclinados hacia afuera del granito.

Tres facies principales, distinguidas por IV, V y VI, componen al batolito occidental; su distribución está indicada en la figura 1.

La facies VI es un sienogranito, es decir, un granito excepcionalmente rico en feldespato potásico. Este último forma cristales grandes, de alrededor de 5 cm, en partes hasta 8 y 10 cm, de color gris blanquecino, con inclusiones de cuarzo, biotita y albita; entre estos cristales hay 20 a 30 por ciento de matriz de grano mediano, compuesta de cuarzo, oligoclasa y algo de biotita. La roca es, pues, de grano grueso y tono claro.

La facies V es un granito equigranular, de grano medio, tono rojizo, localmente grisáceo.

La facies VI es un granito porfiroide, relativamente rico en biotita; los cristales de microclino miden en su mayor parte, entre 4 y 8 cm, sobrepasando algunos los 10 cm. El resto de la masa de grano medio (2-4 mm). Los schlieren biotíticos son frecuentes; miden en general 10 a 20 cm, y su forma es lenticular aplastada. Localmente, como sucede en las inmediaciones de Capillitas, la textura se vuelve equigranular por desaparición de los fenocristales de microclino.

Fuera de estas facies principales, existen variedades de distribución mucho más restringida (ver 2). Los contactos entre todas las facies son transicionales, y de traza no muy bien definida.

*Migmatitas.* — Los esquistos de las sierras del Anconquiya han sido profusamente inyectados por material granítico, en su mayor parte constituido por oligoclasa y cuarzo; el microclino es escaso o falta, salvo en determinados lugares, donde por el contrario predomina. En la parte sur, la inyección se distribuye en dos fajas, paralelas al rumbo de los esquistos (fig. 1; ver refer. 3). Una occidental, cuyo eje coincide aproximadamente con la quebrada de Humaya; otra oriental mucho más amplia, abarca las sierras desde la Cumbre de Narvéez, inclusive hacia el este.



En un perfil <sup>1</sup> a lo largo del paralelo 27°45' encontramos las primeras señales de migmatización en la parte media de la falda occidental, que mira al bolsón de Pipanaco. Éstas consisten en nódulos oligoclásicos, unidos por venillas de cuarzo, muy delgadas, paralelas a la esquistosidad. Pronto aparecen venas más gruesas formadas como si fuera por la superposición de varios nódulos o rosarios de nódulos. La inyección nodular alcanza su máximo desarrollo en la zona de filitas verdes (cloritizadas) que abarca las partes media y superior de la cuesta de la Chilca. Hay, además, venas delgadas de grano fino y homogéneo, y algunos diques aplíticos con foliación secundaria.

Al pasar a la falda oriental, las venas predominan ya sobre los nódulos, y la cantidad de material granítico aumenta hasta que, ya en el fondo de la quebrada de Humaya, excede francamente al metamórfico. Las texturas son allí muy complejas; venas lit-par-lit de cuarzo y oligoclase de grano fino; venas blanquecinas de grano irregular, pegmatíticas, con algo de microclino, y de trazado tortuoso, que atraviesan irregularmente a los esquistos; todos estos tipos variados de migmatitas se mezclan con los cuerpos graníticos y tonalíticos, a menudo migmatíticos, de que ya hemos hablado. Los gneises de inyección característicos de esta zona corresponden a lo que Rassmuss llamó « gneis de Piscoyacu » (7); la localidad de ese nombre está ubicada precisamente en dicha zona de inyección máxima, al pie occidental de la sierra de la Carreta.

Hacia el este la inyección disminuye lentamente; en la falda oriental de la sierra de Humaya el tipo predominante es el de finas venas lit-par-lit, entre las cuales se distingue, cada vez con mayor frecuencia, el carácter bandeado de los esquistos cuarzo-micáceos.

En el fondo de la quebrada del río Singuil la proporción de material ígneo ha disminuído ya a menos de 10 por ciento; las venas son delgadas, mayormente cuarzosas, y siguen rectamente los planos axiales de los micropliegues que allí existen. La roca corresponde a lo que Rassmuss denominó « gneis de Suncho » o también « arteritas », en una variedad bandeada (7).

Al este de esta faja de « mínima inyección », la migmatización aumenta rápidamente, después de un pequeño « salto » al cruzar la falda del pie de la sierra de Narváez. Desde la parte media de la falda oriental, hasta el último afloramiento contra el llano tucumano, la proporción de material ígneo se mantiene elevada, en general mayor del 50 por ciento, predominando las texturas lit-par-lit. Localmente (cumbre de los Llanos) se encuentran nódulos oligoclásicos como los de la parte occidental. En la parte más oriental (sierra de Escaba) abundan las venas lit-par-lit de grano grueso, ricas en microclino.

<sup>1</sup> Una descripción más detallada de este perfil se le encontrará en 3.

La amplia faja oriental de migmatitas se continúa bien al norte del paralelo 27°30' en la Hoja 12e, abarcando las sierras de Narváz y Santa Ana. Poco al norte del río La Jaya se desvanece, reduciéndose la inyección a venas delgadas y algo espaciadas, en los esquistos de bandeados. Se vuelve a intensificar al oeste de la quebrada de la Casa de Piedra, donde existe una faja de gneises de inyección.

La faja occidental pasa también a la falda oriental de la sierra del Anconquija; su eje cruza la sierra de la Carreta por Piscoyacu, se oculta en el Campo de Pucará y reaparece en El Alto. Pasa luego por Carapunco y por el morro de Lampacillo. Su rumbo se hace difícil de ubicar más al norte; al parecer se desvanece gradualmente. La faja de migmatización sigue en parte a los esquistos en su cambio de rumbo.

La zona intermedia de mínima inyección queda sepultada, al norte, por los sedimentos del valle de Suncho; al norte de la Atravesada, al poniente del río Cochuna, se le vuelve a encontrar, separando ambas fajas de migmatitas.

Otra faja de migmatitas, de extensión mucho más reducida que las anteriores, cruza la falda occidental de la sierra del Anconquija, siguiendo la ladera oriental de la quebrada del río Pajanguillo. Las rocas de esta parte son similares a las de la faja occidental; en la parte central son gneises de inyección, idénticos a los de Piscoyacu y Carapunco, pasando lateralmente a esquistos nodulares como los de la parte superior de la cuesta de la Chilca. El material inyectado es oligoclasa y cuarzo.

Finalmente, está la zona de migmatización relacionada con el batolito del Anconquija, que describimos con más detalles en otra parte de este trabajo.

*Terciario.* — En el borde de los bolsones y en los valles intermontáneos existen remanentes de la cubierta de sedimentos mio-pliocénicos, representados por areniscas, tufitas arenosas, conglomerados, brechas volcánicas y tobas, de color predominantemente gris claro, friables. Para mayor información, remito al lector a los trabajos ya citados (2, 3, 4).

## GEOLOGÍA DE LA FALDA OCCIDENTAL DE LA SIERRA

(Lám. I)

### ROCAS METAMÓRFICAS

Las rocas metamórficas de la falda occidental del Anconquija son filitas y micacitas cuarzo-micáceas, en partes con intercalaciones delgadas de esquistos cuarzo-epidóticos y hornbléndicos. El conjunto del complejo metamórfico es de una litología relativamente monótona; la inyec-

ción magmática, por su parte, ha alterado en grado variable la composición y textura originales, dando lugar a tipos muy diversos, no tanto en su composición como en su textura megascópica.

En la descripción que sigue, separaremos el complejo metamórfico en áreas, más bien para conservar un orden en la exposición que por existir divisiones naturales en su litología.

*Area del río Las Conchas.* — Entre Las Conchas y Chaupiyacu descende una faja de esquistos que separa al cuerpo granítico del Anconquija del de Capillitas (fig. 1). Estos esquistos son filitas y micacitas cuarzosas en la parte inferior, pasando hacia arriba a predominar tipos más ricos en cuarzo y menos esquistosos, y de tonos más oscuros.

Las micacitas y filitas cuarzosas son muy ricas en muscovita; en efecto, en muchos lugares poseen, debido a ello, colores muy claros, brillantes en sus superficies de exfoliación, las que muestran en las facies grano más fino un lustre satinado. Este tipo de roca se encuentra muy extendido en la parte baja de la falda, sobre el río austral de Las Conchas, justamente donde termina al sur el mapa que acompaña a este trabajo (Lám. I). La esquistosidad de estas rocas es muy marcada, y con mucha frecuencia muestra corrugamientos de longitud (distancia entre dos crestas contiguas) de algunos milímetros. En estas micacitas, que poseen un grano (o sea el diámetro de las laminillas de mica) desde menos de 1 a 3 mm, aparecen penetradas por numerosas venas de cuarzo, generalmente paralelas a los planos de esquistosidad, y de un espesor entre algunos milímetros y 4 ó 5 centímetros en su mayoría.

En el filo que baja entre las dos quebradas de Las Conchas (Filo del Medio) las filitas micacíticas son más ricas en biotita y cuarzo que las de más al sur, y por lo tanto más oscuras y menos esquistosas. Son características de esta parte filitas cuarzosas, cuyas superficies de exfoliación presentan color gris verdoso con manchas más oscuras biotíticas, siendo la mica en general de grano fino; en corte transversal muestran bandas poco notables en general, de color gris crema, que representan zonas de enriquecimiento en feldespato potásico (ver más adelante). En otros tipos de filita, comunes en la parte superior del mismo filo, la masa cuarzo-biotita, de grano fino y con poca esquistosidad, está cruzada por delgadas venas tortuosas y de contornos más bien difusos, de color gris crema (feldespato y cuarzo) con manchas verde-oscuras constituidas por hornblenda, de forma irregular y con tendencia a desarrollar agregados dendríticos.

Este tipo de venas se encuentra también en las filitas de la falda oriental de la sierra (3); en general son rectas y paralelas a la esquistosidad, pero con frecuencia se las encuentra con forma tortuosa y discontinua, distribuidas más bien erráticamente.

*Area cerro Negro-Nevado del Candado.* — En este tramo, los esquistos que forman la parte alta de la sierra son filitas cuarzosas gris-verdes oscuras, compactas, con esquistosidad mal definida. La partición (exfoliación gruesa) se hace generalmente a favor de ciertas bandas más micáceas, separadas entre sí varios milímetros o centímetros.

En las filitas cuarzosas de grano fino se intercalan, especialmente en la parte norte (cabecera del río de las Peñas Blancas; filos que, como el del Puñal y el de Cazadero, bajan del lado oriental), micacitas muscovítico-biotíticas. Estas poseen menos cuarzo que las primeras, y son de tono algo más claro y, sobre todo, más esquistosas. Las superficies de exfoliación son algo más desparejas, en parte por la presencia de venas de cuarzo concordantes de espesor cambiante (3).

Una roca muy característica se encuentra en la región de los nevados; se trata de una roca bandeada, constituida por una base gris-verde oscura de cuarzo y biotita, de grano muy fino (en esencia la misma filita cuarzosa presente en toda el área; aunque aún menos esquistosa), atravesada por bandas gris-cremas o verdosas claras, variables en espesor desde un milímetro hasta una pulgada o más y con espaciamiento poco regular. Estas bandas claras se componen de epidoto (pistacita zoisítica) y cuarzo, en cantidades semejantes, y agregados intersticiales de hidromuscovita, posiblemente resultado de la alteración de plagioclasa. Este tipo de roca forma, por ejemplo, el extremo del cerro acotado 5125, culminación del filo de Peñas Blancas, sobrepuesto a filitas cuarzosas más esquistosas y a micacitas, con las cuales en parte alterna; es el componente predominante, además, del casquete metamórfico de la parte occidental del Nevado del Candado.

Del lado oriental del Nevado del Candado, en el Abra Grande, predominan esquistos hornfelsoides bandeados con bandas de color gris o gris crema claro, rectos y espesor algo variable (la mayoría entre 1 y 2 mm), en algunos casos comunicando un aspecto veteado a la roca. Estas bandas claras, que consisten principalmente en cuarzo y feldespato, alojan generalmente en su interior una zona verde oscura formada por cristales de hornblenda; es decir, se trata del mismo tipo de venas que describimos más arriba como atravesando en forma irregular algunos esquistos de la parte alta y media de la falda arriba de Las Conchas, y ocasionalmente entre el cerro Negro y los nevados. En el Abra Grande abarcan una extensión relativamente extensa, debido en primer lugar a que allí la superficie de erosión coincide en parte con la estratificación; esta roca alterna con las micacitas del Filo del Puñal y las filitas cuarzosas verde-oscuras y compactas del filo de la Mina, que se desprenden de ambos extremos del Abra.

En la cuenca del río Arenal, los xenolitos de tamaño variable, incluidos en el granito, están formados por micacitas cuarzosas, con buena

esquistosidad, alternando con tipos de grano más fino y menos esquistoso. Las micacitas poseen cuarzo y laminillas pequeñas (0,5 mm) de biotita, bien alineadas; las superficies de exfoliación aparecen, además, cubiertas por muscovita de mayor tamaño. Son comunes los nodulitos oscuros, consistentes en clorita, probablemente resultante de la alteración de granate.

*Area de la cumbre de la sierra, entre ambos grupos de nacados.* — En la parte alta de la falda occidental, entre las cuencas de los ríos Arenal y Los Cerrillos, las rocas metamórficas, aunque atravesadas por filones graníticos de distinto tipo, no han sido ostensiblemente modificadas por la inyección. Esta última crece rápidamente hacia abajo; en las proximidades del granito las rocas han sido transformadas en migmatitas.

El tipo litológico predominante en la parte superior de la falda y en las cumbres, es una filita gruesa o micacita fina, muy rica en cuarzo y plagioclasa. Algunos tipos son relativamente pobres en mica — que es en su mayor parte biotita —, y corresponden a las filitas cuarzosas compactas que mencionamos al ocuparnos de las áreas más australes. Aún en los tipos en que la biotita es relativamente abundante, los minerales claros predominan; la hornblenda es relativamente abundante en muchos tipos. El color de estas rocas es gris verdoso, medianamente oscuro; en los tipos de grano más grueso, que son al mismo tiempo los más micáceos, las superficies de exfoliación presentan un aspecto característico, dado por el contraste entre las laminillas de biotita y los granos de cuarzo y feldespato de color claro, cuyo tamaño oscila alrededor de 0,5 mm. La roca es relativamente compacta, a pesar de tener planos de esquistosidad o foliación bien definidos. Raramente están exentas, estas rocas, de venas de cuarzo y feldespato, delgadas, concordantes, a veces no muy bien definidas con respecto al resto de la roca.

De este tipo de roca predominante se pasa, por aumento o por disminución del grano, por un lado a tipos más micacíticos, en que la mica llega a 2 ó 3 mm y poseen mayor esquistosidad, y por otro lado a rocas más compactas y homogéneas; estas últimas pueden ser ricas en biotita, dando origen a verdaderas filitas compactas de color gris verdoso oscuro. No es difícil encontrar, en las filitas biotítico-cuarzosas, un fino bandeado regular debido a la segregación de mica y de cuarzo; se trata del mismo tipo de bandeado existente en la parte oriental de la sierra, aunque no tan marcado.

Intercaladas en este último tipo de rocas se encuentran capitas anfíbolíticas, de grano fino, y de bandas espaciadas gris verde claro, cuarzo-epidóticas. En algunas partes se ven, además, bandas delgadas (1-3 mm) y rectas, de color gris claro, que tienen en su parte media cristales de hornblenda; es decir, el mismo bandeado que hemos encontrado en

otras partes de la región, y que es privativo de los tipos de grano fino y cuarzosos, que hemos calificado de hornfelsoides.

*Area de la parte baja de la falda occidental.* — En la parte baja de la sierra la migmatización ha alterado profundamente la naturaleza de los esquistos, según se verá más adelante. En ciertos lugares, sin embargo, se puede aún estudiar el caracter original de los mismos; por ejemplo, en el área cruzada por la quebrada de los Dos Ríos, en su tramo inferior.

En esta parte la migmatización es relativamente débil, y se encuentran los esquistos en estado de conservación similar al de la parte superior de la falda; esto no vale para la inmediata vecindad de los contactos, donde la impregnación magmática es intensa. Hacia el norte el material granítico aumenta, comenzando ya desde el otro lado de la quebrada la parte más migmatizada de la sierra.

En la quebrada austral de los Dos Ríos, el tipo litológico predominante es una filita cuarzosa gris verde oscura, de grano fino, que presenta en partes un bandeado apenas perceptible, debido a la segregación parcial de mica y de cuarzo (y oligoclasa). Las venillas concordantes de origen ígneo son abundantes, y en su contacto la mica presenta un tamaño algo mayor; en algunas partes la biotita ha sido muscovitizada. El grano medio oscila alrededor de 1/3 mm. Se encuentran, además, en algunas capas, las bandas rectas de cuarzo y microclino con hornblenda descritas más arriba, con espaciamento variable; también hay bandas gris-verde claras, formadas por cuarzo y epidoto, en capas algo anfíbolíticas.

Entre Dos Ríos y Buey Muerto, en el área migmatítica, los esquistos, tal como aparecen en las partes menos inyectadas, son micacitas cuarzosas de color gris verdoso, medianamente oscuras. El mayor tamaño de la mica en esta parte, está ligado, al menos en parte, a la migmatización (ver más adelante).

*Caracteres microscópicos.* — Las propiedades generales de los minerales que componen a los tipos principales de rocas metamórficas son los siguientes:

*Cuarzo:* Se presenta en granos límpidos, a veces con algunos prismas diminutos de apatita y/o turmalina incluídos; su tamaño varía desde 0,05 mm como en algunas filitas del cerro Negro, hasta 0,5 mm como en muchas de las micacitas finas cuarzo-oligoclásicas de la falda superior de la sierra, entre ambos nevados. En los tipos más migmatizados el cuarzo es en general de mayor tamaño, pero no puede ser distinguido del de origen ígneo. El diámetro medio, en la gran mayoría de los casos, se encuentra entre 0,5 y 0,2 mm.

En algunos casos los granos son equidimensionales; en otros, espe-

cialmente en los tipos más micáceos (muchas de las filitas cuarzosas del área del cerro Negro), la forma es algo alargada en el sentido de la esquistosidad, comprimidos los granos, por decir así, entre las laminillas rectas de mica.

*Biotita*: Forma laminillas rectas y medianamente espesas, bien orientadas. Los colores de pleocroísmo son algo variables en intensidad: X, amarillo verdoso pálido, Y-Z, pardo verdoso oscuro a moderado. El diámetro o longitud de las laminillas es generalmente algo mayor que el del cuarzo asociado.

*Muscovita*: Es mucho menos abundante que la biotita, excepto al sur del río Las Conchas. En general, presenta dimensiones mayores que la mica negra y en muchos casos ocupa planos definidos que constituyen buenas superficies de exfoliación en la roca. Al menos en parte, parece haberse formado por reemplazo de la biotita. En general, ambas micas se intercalan, como si formaran parte de un mismo cristal («interleaved»). En algunas micacitas (por ejemplo, en las inclusiones del cuerpo del Arenal) la muscovita forma, además de las láminas intercaladas en las de biotita, numerosos agregados intersticiales de laminillas irregularmente orientadas.

*Oligoclasa*: Este mineral es abundante en los esquistos próximos a las zonas de migmatización, y es, en general, considerado como de origen ígneo (ver más adelante). Aún en los esquistos menos granitizados se encuentra, sin embargo, algo de este mineral, que aparece en granos algo menores que los de cuarzo, y sin maclas, por lo que los distingue de estos últimos solamente por su índice de refracción y por cierta turbidez local que presentan algunos granos.

*Hornblenda*: Se encuentra en algunos tipos cálcicos, formando la parte media de ciertas bandas claras, o asociada con epidoto y biotita en muchas filitas córneas. Hay, además, algunas capas delgadas de carácter anfibolítico. Muchas de las filitas cuarzosas de las cuencas de El Zarzo y Buey Muerto contienen apreciable cantidad de hornblenda verde, aunque ella es poco perceptible a simple vista. Su pleocroísmo es: Z-Y, verde pasto, X, amarillo verdoso. Los individuos son en su mayoría pequeños (menos de 0,5 mm); algunos, sin embargo, alcanzan a más de 1 mm y son poiquilíticos o cribosos, alojando muchos granos de cuarzo en su cuerpo. Cuando se presenta mezclada con la mica y el epidoto, como sucede en las filitas horfelsoides con bandas claras gris verdosas, el anfíbol es de tipo actinolítico, y asume un aspecto fibroso desmadejado.

*Epidoto*: Forma parte de las bandas claras recién mencionadas, comunes en las filitas córneas del área del Nevado del Candado, junto con cuarzo, hornblenda pálida y oligoclasa alterados.

El epidoto es de color gris verde pistacho pálido, y su birrefringencia

alcanza a 0,038. Su forma es anedral y los individuos no sobrepasan de 0,3 mm.

*Titanita* : Es abundante en algunas filitas cuarzosas de la parte norte, sobre todo en las que contienen hornblenda. Forma cristales pequeños, muchos de ellos subedrales o euedrales.

*Apatita* : Está siempre presente, en prismas pequeños.

*Turmalina* : Hay diminutos prismas de este material, distribuidos irregularmente, en las filitas o micacitas cuarzosas de Las Conchas.

*Zircón y magnetita* : Generalmente presentes en escasa cantidad.



Fig. 2. — Dibujo de la sección microscópica de un esquistu cuarzo-micáceo de la Quebrada de Las Conchas (Loma del Medio), mostrando reemplazo metasomático del cuarzo por microclino (Mi, rayado). Se ve además biotita (Bi, rayado fuerte y punteado), y muscovita (Mu) y magnetita. El corte es aproximadamente paralelo a la esquistosidad, a lo largo de una de las bandas menos ricas en mica.

*Textura* : La disposición paralela de las laminillas de mica es una característica general de las filitas y micacitas cuarzosas, pero ello no llega a determinar una foliación marcada, porque la mica no se dispone, en general, en planos definidos, no habiendo segregación del cuarzo y la mica en « foliae » bien marcadas. Debido a ello, la roca es relativamente compacta. A lo largo de ciertos planos distantes, entre varios milímetros y centímetros hay, sin embargo, mayor concentración de mica (especialmente muscovita o biotita en meta cristales), y a favor de los mismos la roca se divide.

Los granos de cuarzo forman una textura pavimentosa, con contactos rectilíneos y sencillos; gracias a ello, muchas de las filitas cuarzosas muestran cierta facilidad para disgregarse en el mortero. En las rocas que han sufrido alguna deformación, evidenciada por la extinción inhomogénea de los granos, los contactos son más irregulares.



En las micacitas finas o filitas cuarzo-oligoclásicas típicas de la parte superior de la falda entre los Nevados, las laminillas de mica, vistas sobre los planos de equistosidad, no recubren en general a los granos de cuarzo y oligoclasa, sino que los rodean ocupando los intersticios entre los mismos; de esa manera, vistos sobre la superficie de exfoliación los granos de estos minerales se destacan de la masa oscura formada por la mica. En pequeñas áreas, sin embargo, la mica aparece concentrada en capas suficientemente definidas como para ocultar a los componentes claros.

#### *Metasomatismo en las rocas metamórficas*

En los esquistos de toda sierra se encuentra, localmente, variaciones en la composición y textura de la roca dominante, que deber ser interpretados como resultado de metasomatismo. En general, éste consiste esencialmente de feldespatización, pero hay también muscovitización, y algunos otros tipos de reemplazo.

De esta categoría de fenómenos excluimos, algo arbitrariamente, a la migmatización, representada por texturas que revelan, en nuestro modo de ver, penetración de material a lo largo de vías más o menos definidas. Por supuesto que, íntimamente asociados con la migmatización, ha habido en los esquistos impregnación y metasomatismo. En esta parte nos referimos, pues, solamente a los fenómenos metasomáticos no relacionados con la migmatización. Los casos intermedios, bien está decirlo, son tan abundantes como los extremos, y demuestran que entre metasomatismo y migmatización no puede establecerse un límite definido.

Los criterios empleados para establecer la existencia de metasomatismo son en parte texturales, y en parte mineralógicos. En el caso de la feldespatización, es lógico suponer un cambio en la composición química total de la roca. En los esquistos de las áreas menos inyectadas (en general en la parte sudoeste), la plagioclasa sódica está presente en cantidad muy reducida, y no existen otros minerales portadores de sodio; la gran proporción de oligoclasa en las rocas vecinas al área migmatítica, que alcanza a más de 30 por ciento, no puede explicarse sino por aporte metasomático. En el caso del feldespato potásico la interpretación no es tan obvia, puesto que la mica presente en la roca original es ya una importante portadora de potasio; sin embargo, el feldespato no puede haberse producido, dado el grado de metamorfismo de la roca, sino por un aumento marcado en la concentración de K, ya sea por precipitación directa o por reacción con la muscovita, o por ambos medios.

En la formación de hornblenda, epidoto, etc., puede haber existido aporte externo, pero como su presencia puede explicarse simplemente

por la existencia de carbonato de calcio en el sedimento, es preferible considerar esos minerales como producto del metamorfismo propiamente dicho.

*Feldespatización.* — El reemplazo por feldespato, ya sea microclino o plagioclasa, es común en las rocas metamórficas del Anconquiya, pero no siempre produce cambios visibles en las mismas. La formación de oligoclasa, en especial, está sumamente extendida, sobre todo en la parte norte de la región.

En las rocas que forman la parte alta de la falda, entre el Nevado del Candado y el de los Cerrillos, la oligoclasa se encuentra siempre presente en cantidad considerable. En las micacitas filíticas cuarzosas, que predominan en esa parte, la oligoclasa juega casi el mismo papel que el cuarzo, estando distribuída con relativa homogeneidad, aunque con preferencia a lo largo de bandas que muestran mayor grano que el resto. Cuando a lo largo de estas bandas la penetración se intensifica y los componentes originales de la roca (especialmente biotita) quedan eliminados o rechazados a un costado, se manifiesta megascópicamente en forma de venas. En los tipos de grano más grueso, la oligoclasa diseminada se revela por sus caras de clivaje y su tono blanquecino, con menos brillo que el cuarzo. Vista al microscopio, la oligoclasa, cuya composición media es  $An_{37}$ , se presenta sin idiomorfismo, generalmente sin maclas en los tipos de grano más fino, algo maclada en los de grano más grueso; generalmente hay, en cada grano, algo de alteración sericítica, distribuída irregularmente, siendo los cristales relativamente frescos, salvo excepciones.

En el área vecina a la zona de migmatización intensa, en la parte alta de la falda, la oligoclasa es, como decimos, aproximadamente igual al cuarzo en abundancia. Donde se presenta en menor cantidad, lo que ocurre con los esquistos de la parte sur, muestra dimensiones menores ocupando intersticios entre los granos de cuarzo, y no lleva maclas. En algunos casos, la oligoclasización adopta una forma más visible. En la parte superior de las cuencas de los Cerrillos y El Zarzo, hay esquistos cuarzo-biotíticos de grano fino que presentan, en forma más o menos aislada, bandas claras formadas por cuarzo, oligoclasa y algo de biotita, de grano más grueso (0,2-0,3 mm) que el de la roca; la mica está generalmente orientada algo oblicuamente a las bandas. Estas últimas, que no forman un bandeo repetido sino que se presentan más bien aisladas, varían en espesor desde pocos centímetros a un milímetro. Las venas más delgadas son muy frecuentes, y consisten en una banda gris blanquecina, discontinua, de cuarzo y oligoclasa, con una línea oscura de mica en el medio. Por su aspecto y constitución, estas bandas son análogas a las que abundan en la región de los Nevados australes (ver

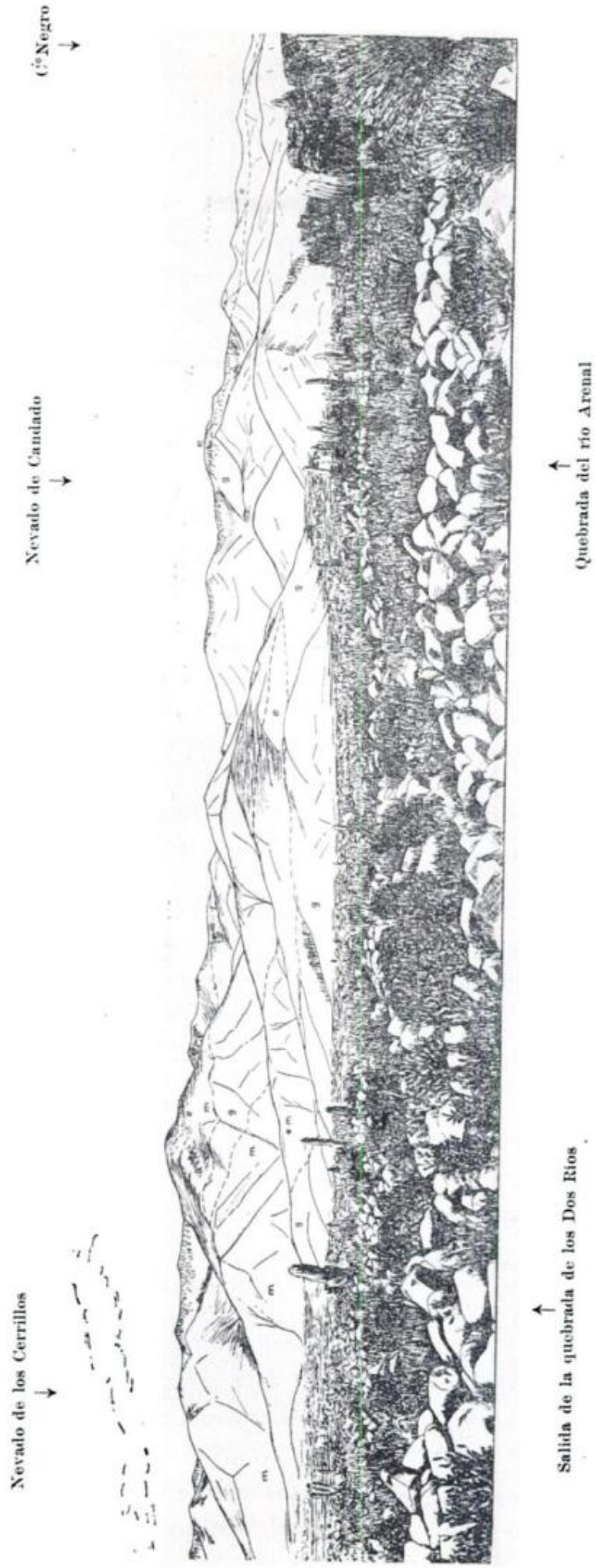


Fig. 3. — Falda noroccidental de la sierra del Anconquiya, vista desde el «ingenio» del Arenal: *g*, granito; *e*, esquistos; *m*, migmatitas; *em*, esquistos migmatíticos. Dibujo de la Sra. A. M. de Cordini, sobre fotografía del autor

más arriba), en que la línea media oscura es de hornblenda, en lugar de biotita. La proporción de oligoclasa en estas bandas oscila entre 20 y 30 por ciento.

*Feldespatización potásica.* — El reemplazo de los esquistos por microclino está mucho menos extendido que la oligoclasización, pero adquiere cierta importancia local. La hemos observado sobre la falda oriental, relacionada con cierto bandeado (4); del lado occidental se lo reconoce en los esquistos de la parte baja de la falda, frente a Las Conchas, cerca del contacto con el granito. En este lugar las filitas y micacitas finas, cuarzosas, son gris verdosas. La feldespatización se manifiesta por ciertas bandas de color gris o gris crema, de grano muy fino y pobres en mica (ver más arriba). Cuanto mayor es el porcentaje de feldespato, más claro y rosado es el tono; algunas áreas irregulares de color gris crema, de algunos milímetros, indican concentraciones de microclino. En general, el reemplazo microclínico no es muy aparente. El microscopio muestra claramente los distintos grados de reemplazo (fig. 2). El microclino aparece primero en los intersticios entre los granos de cuarzo. Al aumentar la cantidad del primero, estos últimos se van reduciendo en tamaño, hasta quedar separados entre sí por el feldespato. Finalmente, este último predomina conservando en su interior inclusiones redondeadas de cuarzo, restos de los granos originales. El microclino es límpido, y los individuos mayores presentan maclas y sobre todo, clivaje.

*Muscovitización.* — Este tipo de metasomatismo potásico se lo encuentra en la vecindad del granito frente a Las Conchas, y al parecer, está relacionado con la microclinación. En el tercero, esta última se interpone entre el granito y el área de reemplazo muscovítico, que se extiende hacia el sur desde la parte baja de la cuenca del río que forma el límite austral del mapa de lámina I (río austral de Las Conchas). En esta parte, la biotita, y en parte, quizás, el cuarzo, han sido reemplazados por muscovita, dando origen a los esquistos claros, de brillo satinado, que hemos descrito al hablar de las rocas metamórficas.

## ROCAS GRANÍTICAS

### *Batolito del Anconquija*

En la sierra del Anconquija hay tres áreas graníticas, separadas entre sí por esquistos cristalinos (lám. I, fig. 3). Una de ellas es la cuña que prolonga hacia el nordeste el área granítica occidental (batolito de Capillitas) y que abarca parte de la falda sur de los Nevados australes (fig. 1) y que bautizaremos « cuerpo de la Hoyada ». Otra de las áreas

incluye los Nevados australes y la falda occidental de la sierra, a la altura de dichos nevados. La tercera, mucho más pequeña, toma la parte baja de la falda occidental, al norte de la segunda. Estas dos últimas áreas graníticas representan al llamado batolito del Anconquija, que estaría así formado por dos cuerpos, que denominaremos cuerpo del « Arenal », el mayor, por abarcar toda la cuenca del río homónimo, y cuerpo de « El Zarzo », el menor, que se extiende a ambos lados de la quebrada del Zarzo. La reunión de estos dos cuerpos bajo la denominación de batolito del Anconquija se justifica por la proximidad y por la similitud litológica.

El estudio comparativo de las facies demuestra, como se verá en el transcurso de este trabajo, que los tres cuerpos graníticos han sido formados en un mismo proceso de invasión magmática, siendo así esencialmente contemporáneos. Las principales facies litológicas del batolito del Anconquija han sido numeradas de I a III; con las ya citadas más arriba, pertenecientes al batolito de Capillitas, tenemos en total seis facies principales, que se conectan entre sí. En efecto, en el margen de la cuña de la Hoyada se encuentra la facies III, con todas las características que presenta en el batolito del Anconquija.

La mayoría de las observaciones consignadas en este trabajo se refieren a la falda noroccidental, o sea el área abarcada por el mapa de la lámina V. De la parte del batolito que cae del lado oriental, que incluye el Nevado Overo, cuya extensión y forma aproximadas puede verse en el mapa de la figura 1, los datos son más escasos.

Los límites de las distintas facies, tal como aparecen representados en la lámina I, son, en general, sólo aproximados. El límite entre las facies superior y media está relativamente bien definido; entre la media y la inferior, en cambio, existen numerosas recurrencias de una y otra que tornan imposible una demarcación precisa. En esta última zona de pasaje hay, además, muchas áreas pequeñas de una roca distinta, de grano fino, que interpretamos como producidas por metasomatismo de inclusiones metamórficas (ver más adelante), y que hacen aún más compleja la delimitación.

*Características generales de los contactos.* — En detalle, el contacto del del granito con la roca de caja es en general discordante en todas partes, aunque en trechos puede ser, tomado en conjunto, concordante. En cualquier facies de que se trate, no existe diferenciación en la zona próxima al contacto que pueda ser considerada un borde de enfriamiento.

La acción inmediata del granito sobre la roca de caja es muy variable según el lugar. Habiéndose ejercido sobre rocas ya con un grado de metamorfismo regional relativamente elevado, la proximidad del granito se manifiesta más bien por la impregnación por material proveniente de

aquél; sin embargo, el grano de los esquistos es en general algo mayor en las cercanías del contacto, lo cual es en gran parte causado por la misma impregnación ígnea de naturaleza principalmente cuarzosa.

En la parte sur, la impregnación es escasa y extendida a lo más a unos 10 metros del contacto — en general mucho menos — y de aspecto poco conspicuo; se distingue por la pérdida parcial de la esquistosidad, volviéndose la misma menos regular, y la presencia de venillas cuarzo-feldespáticas de trazado más o menos tortuoso.

Siempre dentro del cuerpo del Arenal, encontramos una impregnación mayor en la parte norte, por ejemplo en el contacto que baja a la boca de la quebrada de los Dos Ríos. En esa parte, los esquistos cuarzo-micáceos han perdido gran parte de su aspecto original, por la formación de venas delgadas de trazado irregular, compuestas de microclino y cuarzo, además de abundante reemplazo metasomático por microclino y biotita, en bandas delgadas alternadas; los metacrystales de muscovita son abundantes.

Cuando el contacto entra en la zona de migmatitas, es difícil discernir el efecto directo del granito y el de la inyección.

### *Petrografía*

En el cuerpo granítico del Anconquiya se alcanzan a distinguir tres facies principales, aparte de los diques contenidos en aquél y en las rocas de la caja. Las diferencias entre estas facies residen más bien en la textura megascópica, y en menor grado en los caracteres microscópicos y en la composición. El pasaje de una facies a otra es siempre gradual, aunque puede ser rápido; existen, por lo tanto, facies transicionales que no pueden ser fácilmente ubicadas en un tipo u otro.

En la vertiente occidental de la sierra estas facies se disponen superpuestas, de manera que puede hablarse de facies superior, intermedia e inferior, en el sentido topográfico ( lám. I). Llamaremos a la primera « facies del Nevado », « facies de grano fino » a la segunda, y a la tercera, o inferior, « facies porfíroide ».

*Facies del Nevado (I)*: Es ésta una facies bastante homogénea, de color predominantemente gris, con un tinte verdoso en las manchas de biotita, que está siempre algo cloritizada.

La textura es vagamente porfírica, aunque en algunas partes ese carácter es apenas discernible. Los cristales más grandes, que son de microclino, miden entre 0,7 y 1 cm, excediendo rara vez esta última cifra; su forma es tabular. El resto posee grano mediano a fino (2 a 3 mm término medio), y es mucho más abundante que los fenocristales. En ciertos lugares, y en especial en la vertiente oriental de los nevados (es decir, en el circo oriental del Candado, y en toda el área granítica

que abarca el Abra Grande, entre la quebrada de los Chiqueritos al norte y Cañada Larga o quebrada del Cazadero al sur), la textura porfiróide es muy débil o ausente; está mucho mejor marcada, en cambio, en la vertiente occidental.

Otra característica de esta facies es una débil foliación secundaria que presenta en algunas partes, como ser en el circo oriental del Candado. En general, sin embargo, las señales de deformación son prácticamente invisibles a simple vista, aunque la observación microscópica las revela con claridad (lám. II, 1).

La roca de facies I es de aspecto moderadamente fresco. La falta de distinción megascópica entre la plagioclasa y el microclino, unido a la cloritización parcial o total de la biotita, determina un relieve granular poco pronunciado; es decir, los distintos granos no se destacan claramente, por falta de contraste.

En la vertiente occidental es común encontrar, dentro de estas facies, pequeños agregados o schlieren de biotita, de pocos centímetros, que representan probablemente restos de la roca de caja.

*Facies de grano fino* (II) (lám. II, 2): Esta facies, que predomina en la media falda de la sierra, se caracteriza por su grano fino, su tono gris con manchas ferruginosas amarillentas, y la abundancia de muscovita.

El grano varía desde muy fino (0,5 mm) a mediano (2-3 mm), predominando un grano de alrededor de 1 mm. Los tipos más finos se encuentran en el extremo SW del cuerpo, o sea en Las Conchas, aumentando gradualmente el grano hacia el NE. En la cuenca del Arenal, por ejemplo, el diámetro medio de los granos es, en general, de 1 mm, mientras que en la de los Dos Ríos alcanzan a 2 y a 2,5 mm. Esta facies es equigranular; en algunas partes, sin embargo, se ven cristales tabulares de microclino que sobresalen del resto, sobre todo en la zona de transición a la facies III.

El color de fondo de la roca es gris claro, pero hay casi siempre manchas ferruginosas pardo-amarillentas. Estas manchas son en general indefinidas, pero en muchas partes adoptan la forma de bandas concéntricas, originadas por difusión. Localmente se encuentran áreas desprovistas de dichas manchas, y como ello ocurre con preferencia en los tipos casi desprovistos de biotita, la roca presenta una coloración muy clara.

Las manchas ferruginosas impregnan en general a toda la masa de la roca, pero también se las encuentra como pigmentación superficial. Su origen está directamente relacionado con la descomposición de la biotita.

La proporción de muscovita es siempre elevada en esta facies; la biotita varía de cero a 6 por ciento. Esta variación parece deberse en parte al grado de asimilación de la roca de caja.

Lo mismo que en la facies superior, en la facies de grano fino ambos feldespatos poseen el mismo color gris blanquecino; esto, unido al tono verdoso que en general presenta, por cloritización, la biotita, quita parte del relieve al grano de la roca.

Las facies II se presenta en muchos lugares con una foliación muy marcada, constituida por bandas finas o, mejor dicho, tabiques, de mica (muscovita y biotita), no más de 1 ó 2 mm de espesor, más o menos discontinuos, y a menudo plegados o contorsionados. Esta foliación es muy extendida en el cuerpo septentrional, entre Buey Muerto y Potrerillos; también se le encuentra en el cuerpo principal, sobre todo en la parte baja, entre Arenal y Las Conchas; en esta parte no se halla sin embargo tan bien desarrollada como en la primera.

En la parte alta de la falda, cerca del contacto con la facies I, la foliación es más rara, pero también se la encuentra. Se la ve localmente, por ejemplo, en el Filo del Medio, en la cuenca del río Arenal, en una facies muy clara, y la foliación está dada más por la orientación individual de los cristales de biotita, relativamente grandes (3 mm), que por el agrupamiento de los mismos en tabiques.

Entre los ríos Potrerillos y El Zarzo, el granito fino foliado, que constituye la facies más abundante, muestra en partes señales de superposición de fenómenos deformativos sobre la foliación original, actuando los tabiques micáceos como planos de « shear ».

En la cuña de granito que penetra hasta la cuenca del río Potrerillo, la facies es del tipo de la II, pero de grano en general algo más grueso y con una leve tendencia porfiroide, pasando los cristales de microclino en muchos casos de 1/2 centímetro. Además, el tono general de la roca es gris claro, sin las manchas ferruginosas que caracterizan a aquella facies.

*Facies porfiroide (III)*: Hacia abajo, el granito fino equigranular pasa a una roca de grano más grueso, con cristales tabulares de feldespato que le comunican una textura porfiroide. El número y el tamaño de estos fenocristales es variable, pero en su desarrollo típico alcanzan hasta 3 cm, y 2 cm en promedio; siendo más o menos tabulares y subparalelos, dejan espacios relativamente reducidos para el resto de la masa, formada por cuarzo, plagioclasa y mica. La biotita es proporcionalmente más abundante que en las facies anteriores.

El pasaje de la facies II a la III se efectúa por aparición de cristales tabulares de microclino en la primera, los cuales aumentan en número hacia abajo. Esto es en general, porque en detalle existe alternancia de las facies equigranular y porfiroide en la zona de pasaje.

El carácter porfiroide está ausente o poco marcado en muchos lugares; ello ocurre, sin embargo, en áreas reducidas. De todas maneras, la textura porfiroide no es nunca muy notable, comparada, por ejemplo,



con la del área granítica ubicada entre Andalgalá y Capillitas (4); ello se debe a que, cuando son escasos, los fenocristales no son muy grandes y no se destacan mayormente del resto de la masa, y, cuando numerosos, a la falta de contraste con la pasta poco abundante.

**TABLA I**  
**Composición modal de algunos granitos del batolito del Anconquijsa**

	Cuarzo	Micro-clino	Plagio-clasa	Musco-vita	Biotita	Accesorios (princ. apatita)
Muestra nº 272..	29,0	36,3	26,0 An5	6,2	1,6	0,9 <sup>1</sup>
» 283..	35,8	21,2	22,8 An6	16,5	3,2	0,5
» 262..	45,3	19,0	22,6	11,0	1,7	0,4
» 271..	35,7	18,0	31,6 An6	13,8	0,6	0,3
» 282..	30,3	23,7	25,6 An9	13,5	6,4	0,5
» 268..	34,1	22,4	23,5	12,5	6,6	0,9
» 266..	32,7	36,5	18,1 An9	9,0	3,2	0,5
» 252..	29,5	25,6	27,7 An4	11,6	4,6	1,0
» 254..	30,2	33,9	22,1 An3	10,7	2,1	1,0
» 278..	28,1	26,3	28,3 An4	10,5	6,1	0,7
» 275..	44,6	22,5	17,5 An5	13,5	0,6	1,3
» 296..	30,2	31,1	23,2 An3	10,0	4,7	0,8
» 288..	37,4	16,7	23,2 An10	21,6	0,5	0,6
» 284..	38,9	24,8	20,2 An2*	11,4	3,9	0,8
» 286..	29,5	27,2	24,6 An5	12,3	5,3	1,1
» 285..	33,3	27,3	24,4 An6	12,6	1,5	0,9
» 280..	27,0	39,2	20,0	8,8	4,4	0,8
» 274..	29,3	32,0	23,9 An14	7,4	6,1	1,3
» 255..	23,5	39,5	16,0 An15	7,8	11,0	2,2
» 291..	29,3	35,8	12,4	9,8	10,0	2,7

\* Proveniente en parte de la alteración de la biotita.

Procedencia : Facies I :

- 272. Entre Cañada Larga y Cazadero, falda oriental del Nevado Overo,
- 283. Circo NE del Nevado del Candado.
- 262. Quebrada de los Chiqueritos, cerca del Portezuelo.
- 271. Portezuelo de la cabecera del río de Las Peñas Blancas.
- 282. Loma del Medio, cuenca del río Arenal (4200 m s. n. m.).
- 268. Loma del Medio, cuenca del río Arenal (4200 m s. n. m.),

Facies II :

- 266. Río El Zarzo, cerca de la desembocadura.
- 252. Parte superior de la cuenca del río de Las Conchas. Loma del Medio (4100 m s. n. m.).

<sup>1</sup> Incluía hornblenda y turmalina azulada.

- 254. Extremo de la saliente que limita al sur la quebrada de los Dos Ríos (3150 m s. n. m.).
- 278. Loma del Medio, cuenca del río de las Peñas Negras (4100 m. s. n. m.).
- 275. Igual que 278, pero en asociación con un xenolito.
- 296. Pocos metros arriba de las Peñas Blancas.
- 288. Dique transversal en micacitas migmatíticas. Quebrada Buey Muerto, cerca del contacto.
- 284. Igual que 275.
- 286. Igual que 254.
- 285. Quebrada de los Dos Ríos (brazo sur), junto al contacto superior (4000 m s. n. m.).
- 280. Parte baja de la falda, entre El Zarzo y Potrerillo.
- 274. Facies de pasaje entre II y III. Loma del Medio, cuenca del río Arenal (3800 m s. n. m.).

Facies III :

- 255. Quebrada del Buey Muerto, cerca de la boca.
- 192. Inclusión granitizada, por granito de facies III. Loma del Medio, cuenca del río Arenal (3800 m s. n. m.).

### *Mineralogía*

La mineralogía de los granitos del Anconquiya es simple. Aparte de los cinco constituyentes esenciales (ver tabla I), hay dos o tres accesorios, entre los cuales predomina la apatita. A continuación se dan las características principales de cada uno de ellos, separados por facies. Se verá que, en general, los cambios de una a otra facies son escasos.

*Facies I. — Microclino:* Forma cristales con tendencia idiomórfica (lám. II, 1), con bordes más o menos irregulares. Relativamente frescos; maclas polisintéticas escasas o ausentes; maclas de Carlsbad comunes. Pertitas venosas gruesas, irregulares en espesor y en trazado; rara vez se encuentran pertitas delgadas y discontinuas, netamente definidas. Algunas pertitas se concentran en individuos pequeños de albita, subedrales, con maclas finas. Además, son muy numerosas las inclusiones de cristales de albita no pertítica (de bordes regulares), cuarzo y mica.

El microclino tiende a formar relleno intersticial en su parte marginal. El reemplazo por albita es notable en algunos casos, en que se ve una zona de albita alrededor del cristal de microclino. La plagioclasa sódica, asociada con pertitas, forma cristales incrustados en los márgenes y metidos en los planos de macla de Carlsbad. La cataclasis se manifiesta poco en el microclino (lám. II, 1); algunos cristales se han agrietado a lo largo del clivaje, y la fisura ha sido ocupada por una vena rectilínea de cuarzo.

Las venas pertíticas son más sódicas que la albita de las inclusiones, y más jóvenes.

*Plagioclasa* : Se presenta en tamaño menor que el microclino, pero más idiomórfica. Maclado fino, medianamente abundante; algunos cristales que han sufrido arqueamiento y ruptura presentan maclas evidentemente secundarias. Alteración alofánica común, débil a moderada; en algunas partes reemplazo sericítico o muscovítico, en laminillas dispersas y relativamente grandes. No hay zonalidad bien desarrollada; en algunos casos, sin embargo, se observa un margen algo más límpido que es levemente más sódico. La alteración se extiende homogéneamente en la sección de albita, excepto en las rocas más deformadas. La alteración es siempre algo mayor que en el microclino. El arqueamiento de las laminillas macladas y su ruptura son muy comunes.

Restos irregulares de microclino se observa dentro de los individuos de albita en casi todas las muestras. Reemplazo por albita se evidencia en muchos casos, con formación, a veces, de mirmequitas. A su vez, la albita incluye laminillas chicas y grandes de muscovita, posiblemente formadas por reemplazo.

*Cuarzo* : Este mineral se presenta fuertemente deformado; los individuos han sido rotos en cristales menores, con bordes o contactos más o menos granulados; estos individuos, a su vez, muestran extinción ondulada y fragmentaria muy marcada. No se ven laminillas de Boehm.

*Muscovita* : Se presenta en librillos cortos y gruesos, generalmente algo arqueados por deformación. Laminillas más pequeñas son comunes como inclusiones en los otros minerales. Entre microclino y muscovita hay intercrecimiento en algunos casos; el primero parece introducirse en la segunda. En general, la mica parece ser reemplazada por el cuarzo y el microclino.

*Biotita* : Cuando es fresca, tiene pleocroísmo  $Z=Y$ =pardo verdoso,  $X$ , amarillo-verdoso pálido. Inclusiones de magnetita, apatita y zircón (con halo pleocroico) son comunes. A veces se presenta intercalado con la muscovita (interleaved). Alteración en clorita es en algunas rocas muy avanzada, especialmente en aquéllas con poca biotita.

*Hornblenda* : Se halló sólo en un corte (272), un único cristal anedral de hornblenda verde, relativamente pequeño.

*Turmalina* : Prismática, verde clara, a veces con tonos de pleocroísmo azulados. Es común en las facies filonianas.

*Accesorios* : Apatita es el más abundante, a menudo en cristales anedrales. Magnetita, escasa, es más abundante como producto de descomposición de la biotita. Zircón, en prismitas muy pequeños dentro de la biotita.

*Textura* : Granítica hipidiomórfica. En algunos lugares de la sección microscópica se observa que el microclino reemplaza en parte a la muscovita, y la albita parcialmente al microclino.

*Facies II.* — *Microclino* (lám. II, 2): Anedral a subedral, no intersticial. Buen maclado polisintético, macla de Carlsbad común. Faltan las pertitas venosas, salvo rara vez; en su lugar se encuentran, a veces, pertitas muy finas y discontinuas, lenticulares (« stringlets »), de contornos bien netos. Alteración casi inexistente. Inclusiones de cuarzo, albita y mica, mucho menos comunes que en la facies I.

*Plagioclasa*: Más o menos subedral, maclado fino moderadamente desarrollado. Sin zonalidad o muy débilmente zonal. Alteración moderada, en algunos casos fuerte (sericitica), homogéneamente distribuída (ver más adelante). Localmente se ven cristales de tamaño mayor que el común, similares a porfiroblastos.

*Cuarzo*: Granos anedrales, con cataclasis insignificante.

*Muscovita*: Individuos a veces espesos, pero muy penetrados o engolfados por cuarzo.

*Biotita*: Pleocroísmo Z=verde-pardo X=amarillo verdoso pálido. En la mayoría de las rocas muy cloritizada.

*Accesorios*: Apatita, relativamente abundante.

*Textura*: Hipidiomórfica. El microclino es menos euedral que en la facies I. El cuarzo reemplaza a la muscovita, hundiendo prolongaciones gruesas en su cuerpo. También reemplaza a la plagioclasa. La albita a su vez reemplaza al microclino, en algunas partes; esto no depende de las pertitas, que no existen, sino de un margen más límpido, de crecimiento tardío, que puede contener mirmequitas. Además en algunas rocas se observan restos de microclino en el cuerpo de la albita. En los tipos con foliación, la muscovita presenta orientación dimensional, aunque los individuos estén orientados con el clivaje de través, en cuyo caso presentan muy poco desarrollo en el sentido del clivaje.

*Facies III.* — Se diferencia microscópicamente de la facies II por la mayor cantidad de inclusiones de albita, cuarzo, muscovita, etc., en el microclino, lo cual está en relación con el mayor tamaño de éste; en algunos casos, hay inclusiones de laminillas alargadas y orientadas de muscovita en la plagioclasa. El microclino es más idiomórfico. Las inclusiones de albita en el microclino son ya pequeños cristales más o menos euedrales, con un límpido margen albítico alrededor de un centro alterado, ya individuos irregulares, del aspecto de las venas pertíticas de la facies I, pero no desarrollados en venas; hay todas las transiciones entre éstos y los cristales subedrales. En general, tanto unos como otros están isorientados con el microclino.

### *La alteración y los cambios en la composición de la plagioclasa*

La composición de la plagioclasa en los granitos del batolito varía de  $An_1Ab_{99}$  a  $An_{15}Ab_{85}$ . Dicho en una forma general, la plagioclasa de los granitos de la facies del Nevado llevan entre 5 y 10 (raramente hasta 15) por ciento de An, la de la facies de grano fino entre 1 y 6 por ciento, y la de la facies inferior, porfiroide, entre 10 y 15 por ciento.

En una misma muestra, la proporción de anortita en la plagioclasa puede variar hasta 5 o 6 %. En la facies de grano fino, especialmente, es donde se advierte esta variación, la que va unida al grado de alteración del mineral. En efecto, es el caso general en las rocas de esta facies que la plagioclasa muestre una alteración entre moderada e intensa, representada por gránulos de un material desconocido (quizás alofano), que le comunican una característica turbidez. Esta turbidez se distribuye homogéneamente en los cristales, y va usualmente acompañada por pajuelas de muscovita, algunas de gran tamaño, que se disponen en « sets » normales entre sí. En algunas muestras se observan individuos o porciones de individuos, relativamente frescos, y éstos presentan una proporción de An algo mayor (6-8 %) que las partes alteradas. El contenido extremadamente bajo de anortita parece estar, por lo tanto, relacionado con la alteración; la relación entre albitización y alteración no parece ser simple, sin embargo, ya que se observan en algunas rocas áreas albitizadas con escasa alteración.

En las rocas de la facies del Nevado, especialmente, se advierte este salto en composición de las partes alteradas a las partes limpidas, teniendo estas últimas una proporción de anortita de 7 a 10 %.

En consecuencia, y haciendo abstracción de la decalcificación secundaria, en las rocas del batolito del Anconquiya el contenido anortítico en la plagioclasa disminuye levemente de la facies superior (An 7-10) a la facies intermedia (An 5-8), aumentando nuevamente al entrar en la facies inferior (An 14-16). Además, en el cuerpo del Arenal la anortita aumenta algo hacia el norte en la facies intermedia (de grano fino), pues en la cuña septentrional, a la altura de las quebradas de los Dos Ríos, alcanza a 8 % en promedio.

### *Facies filonianas*

Tanto en el batolito como en las rocas de la caja, existe una gran cantidad de diques aplíticos, leucograníticos y pegmatíticos. Estas facies filonianas están parcialmente en relación, como se verá más adelante, con la inyección de las rocas de la caja, que ha dado origen a las migmatitas.

Dentro del batolito, los diques se encuentran localizados preferente-

mente en la facies de grano fino. Asimismo, son mucho más abundantes en los esquistos allí donde éstos están en contacto con dicha facies; es decir, en los extremos noroeste y sudoeste, y muy especialmente en el área situada entre Dos Ríos y Los Cerrillos.

*Diques graníticos y pegmatíticos.* — El tipo más abundante entre los diques es el de una roca leucogranítica con pasaje a pegmatítica. Esta roca es muy común en los esquistos, pero se la encuentra también en el granito. En este último forma cuerpos más o menos tabulares, pero no muy bien definidos, de rumbo predominante NE-SW, es decir, esencialmente paralelo a la falda de la sierra. La roca es de color gris blanquecino, y grano variable entre mediano fino y muy grueso; es rica en muscovita y suele contener una cantidad apreciable de turmalina, algo irregularmente distribuida. En general, la parte media de los diques posee grano grueso, el que disminuye lateralmente. El tamaño de la parte media puede alcanzar a varios centímetros o aun decímetros, en lo que respecta, sobre todo, a los individuos de feldespato. Se trata de una facies pegmatítica típica, con textura gráfica generalmente presente; ambos feldespatos, lo mismo que en la facies más fina, son del mismo color gris blanquecino, predominando el microclino en cuanto a cantidad, el cual además alcanza generalmente un tamaño algo mayor. La oligoclasa, sin embargo, es relativamente abundante. Librillos de muscovita son abundantes, aunque poco desarrollados, y la turmalina está casi siempre presente, aunque distribuida en forma algo errática.

Una característica notable de estos diques es que *no presentan contactos netos con la roca granítica que atraviesan*; en efecto, el grano disminuye hacia ambos lados de la parte media, y se hace sensiblemente igual al de la roca de caja, adquiriendo todos los caracteres de la misma. La principal diferencia entre ambas facies reside en la biotita, que está ausente en los filones; la falta de este mineral no ha permitido la pigmentación ferruginosa, resaltando así los diques por su tono blanquecino, cuando, en realidad, la composición y las características de los componentes son prácticamente las mismas en una y otra facies, como lo demuestra la observación microscópica.

Las dimensiones de estos diques son variables, predominando los de 2 a 5 metros de ancho, y algunas decenas de largo. Sus contornos, como hemos dicho más arriba, son algo irregulares.

Dentro de las rocas metamórficas los diques pegmatíticos alcanzan mayor tamaño. Allí se presentan ya concordantes con las capas ya transversales; de los diques discordantes especialmente, se desprenden lateralmente filones más delgados que penetran entre los planos de esquistosidad. De esta penetración en pequeña escala hablaré más adelante, al referirme a la migmatización.

La riqueza en muscovita es una de las características de los diques graníticos que atraviesan los esquistos; más constante es, quizás, su variabilidad textural, que se manifiesta en cambios de grano con pasaje a facies pegmatíticas. La biotita es muy escasa, o, más comúnmente, falta por completo; la turmalina negra, oscura al microscopio ( $\omega$  = verde azulado oscuro,  $\epsilon$  = castaño verdoso pálido), se concentra localmente. Cuando los diques son zonales (es decir, su textura y composición varían en sentido transversal) la turmalina se distribuye de acuerdo con la zonalidad, preferentemente en las partes más cuarzosas.

Los feldespatos no se diferencian a simple vista, salvo cuando la plagioclasa muestra sus maclas polisintéticas. El microclino, sin embargo, adquiere generalmente un tamaño algo mayor (3-4 mm), aunque ello no llega a originar una textura porfiroide. Al microscopio ambos feldespatos se presentan poco idiomorfos, a lo más subedrales. La oligoalbita, moderadamente maclada, prácticamente sin zonalidad, contiene en general algunas laminillas relativamente grandes de muscovita, orientadas a veces en una o más direcciones. Esta disposición de las laminillas de mica se encuentra también en las rocas de la facies II. Además, se encuentra en el interior de algunos individuos irregulares de microclino.

Los bordes de la plagioclasa son irregulares, y adoptan actitud de reemplazo respecto a la muscovita y al microclino. Su contacto con el cuarzo, en cambio, es neutro o de penetración mutua.

El microclino es anedral; sin embargo, cuando su tamaño es mayor, la forma general se hace rectangular. Se presenta muy bien maclado, sin pertitas o con algunas muy cortas y delgadas; los cristales mayores incluyen pequeños individuos de albita y de cuarzo. En contacto con la mica tiende a reemplazarla o a formar intercrecimientos.

La muscovita se presenta en individuos cortos y espesos, con su forma más o menos modificada por la penetración de «pseudopodios» de los minerales vecinos. La apatita se presenta en cristales relativamente grandes.

Cuando la roca se encuentra alterada, el microclino se presenta al microscopio con un enturbamiento denso y extendido; la plagioclasa, en cambio, algo menos alterada y en forma más irregular.

Por lo que puede verse, las características microscópicas de la facies fina de los diques granopegmatíticos son muy semejantes a las de la facies II del cuerpo batolítico, con la cual está, según vemos más adelante, genéticamente ligada. Se diferencia megascópicamente de ella, sin embargo, por su riqueza en muscovita, la presencia de turmalina, y, sobre todo, por la irregularidad de su textura, tanto en lo que respecta a su grano como a la distribución de los componentes.

Los diques granopegmatíticos son muy abundantes en la vecindad

del batolito; su número disminuye rápidamente hacia arriba en la falda de la sierra. En la parte alta de la misma, sin embargo, existen todavía, diques en su mayoría pegmatíticos y concordantes con los estratos, que a la distancia muestran un color gris amarillento claro, destacándose de los esquistos oscuros en las paredes desnudas de los circos, entre ambos grupos de nevados.

*Diques aplíticos.* — En los diques que acabamos de describir, vimos que el grano y, en general, la textura de la roca varía entre apligranítica y pegmatítica. Estas diferencias se encuentran, en general, en sentido transversal a los diques, o sea que existe zonalidad, la cual está en muchos casos mal definida. En muchos diques, especialmente entre los más delgados, ella es muy poco desarrollada, y la roca posee esencialmente la misma composición y textura en todas partes. Se tienen así diques exclusivamente pegmatíticos, que pueden medir desde centímetros de espesor, con individuos de feldespato que alcanzan de una pared a la otra de la vena, hasta varios metros; y diques de cuarzo más fino, generalmente no mayores de un metro, y aspecto homogéneamente apligranítico; de estos diques emanan venillas delgadas y rectas, que son típicas de una de las formas de inyección (ver más adelante). El aspecto general de la facies apligranítica es el mismo, en esencia, que hemos descrito en detalle en los párrafos anteriores, puesto que se trata de una facies algo más fina de los mismos filones leucocráticos. La composición puede ser algo distinta, sin embargo. A la altura de Buey Muerto hay en los esquistos filones delgados en los que la proporción de microclino es mucho mayor que la corriente; en Dos Ríos hay diques similares con un contenido de biotita relativamente grande.

En la parte norte del área estudiada, algunos de los numerosos diques que cortan a los esquistos poseen una estructura zonal muy notable. Capas bien definidas de pegmatita y apligranito se alternan de una manera regular. En esta misma parte, es decir en relación con el cuerpo del Zarzo, existen en los esquistos, y probablemente también en el granito, diques de hasta varios metros de una roca gris de grano muy fino. Es una roca característica, que destaca claramente de las de los demás filones. Su grano alcanza apenas a 0,4 mm en promedio, y contiene biotita en regular cantidad, mucha de ella en laminillas delgadas de hasta 1 mm o más y totalmente cloritizada. Al microscopio muestra una textura micrográfica muy bien desarrollada; casi todo el cuarzo y el feldespato potásico están mutuamente intercrecidos, rodeando a los cristales euedrales de oligoclasa básica. Debido a este intercrecimiento del cuarzo y el feldespato, la roca no muestra, megascópicamente, una granularidad definida. Muscovita, en escamas pequeñas y generalmente aglomeradas, es bastante abundante; hay también algo de epidoto.



*Diques silicificados.* — Dentro del granito de facies II, en la cuenca del Arenal, hemos observado algunos diques que, presentando exteriormente, a primera vista, el mismo aspecto que los diques leucogranítico-pegmatíticos que acabamos de describir, están formados en su mayor parte por cuarzo de origen aparentemente hidrotermal. La roca posee facies de grano fino a mediano, y facies pegmatíticas paralelas al dique. La facies fina es de color gris blanquecino, claramente granular, con brillo mate, y con numerosas laminillas de muscovita; ella está atravesada por venillas paralelas, afaníticas, del mismo color y brillo; estas venillas varían en espesor desde 1 mm a varios centímetros, y aparentan estar constituídas, lo mismo que el resto de la roca, mayormente por feldespatos; en las venas más gruesas se alcanzan a distinguir, incluso, reflexiones de superficies que parecen ser de clivaje. Una observación más cuidadosa, sin embargo, revela que la roca consiste esencialmente de cuarzo; en la parte granular, hay, además, muscovita y agregados, numerosos por cierto, de caolinita. Las venillas están formadas exclusivamente por cuarzo granular, en individuos de contornos rectos; muchos de ellos son de forma alargada en la dirección del eje óptico, sobre todo en las venas de grano más fino.

En muchos diques las venillas se anastomosan y forman una red, que encierra una masa verdosa de textura confusa; esta masa consiste en cuarzo y clorita, conteniendo esta última una gran cantidad de prismas aciculares de apatita.

Las pegmatitas silicificadas forman zonas dentro de los diques, junto con la roca de grano más fino, o constituye todo el espesor. Uno de estos diques forma el crestón que se destaca en el filo al sur del río de las Peñas Blancas, que ha tomado su nombre de este crestón. La roca tiene aspecto de una pegmatita, hasta que se la examina con cuidado. El tono amarillento o crema dado por la pigmentación superficial, y la falta de brillo vítreo en el cuarzo microgranular que forma la roca, son las causas de esa apariencia. El brillo mate del cuarzo se debe a la presencia de gran número de venillas formadas por agregados de inclusiones pulverulentas, posiblemente alófono; dichas venillas son paralelas en cada cristal, con aspecto de pertitas delgadas.

### *Petrología del granito*

En la cuña del batólito occidental que penetra por la cuenca de la Hoyada hasta Los Choyanos (fig. 1), una facies análoga a la que hemos llamado « porfiroide » (facies IV) forma el margen, mientras que la parte central está formada por la facies sieno-granítica que hemos descrito en el capítulo sobre Geología regional. Entre ambas facies existen transiciones; la primera (IV) pasa a la segunda (III) por aumento del tamaño

y la proporción de los cristales de microclino. Es lícito suponer, por lo tanto, que aquella tendencia al aumento de la relación feldespato potásico : plagioclasa en el batolito del Anconquiya se conserva hacia abajo y, en general, hacia adentro en el cuerpo, de manera que a continuación de la facies IV estaría, en el interior, y oculta a la vista, la facies sienogranítica III.

Esta relación entre las facies demuestra que el *batolito del Anconquiya es un cuerpo subsidiario del gran batolito de Capillitas*.

*Paragénesis de los minerales del granito.* — Las relaciones texturales entre los distintos componentes del granito no revelan un orden de cristalización muy definido. Los contactos entre unos y otros minerales son en general neutros, o indican un reemplazo parcial y circunstancial. Sin embargo, puede decirse que, en términos generales, el cuarzo posee actitud de reemplazo respecto a la muscovita (lám. II, 2), y en menor grado hacia los otros componentes, aunque, como acabamos de decir, la mayor parte de los contactos son neutros.

La relación paragenética entre ambos feldespatos es asimismo indefinida, no habiendo existido reemplazo activo de uno hacia el otro. Como es común en granitos, los bordes más albíticos de los cristales de plagioclasa incluidos o en contacto con el microclino presentan a veces contorno lobal, indicando reemplazo de este último<sup>1</sup>; se trata, sin embargo, de un reemplazo puramente restringido a la zona más externa del individuo de plagioclasa. Sobre este punto volveremos a hablar del origen de la textura porfiroide.

En las rocas del batolito de Capillitas (cerro Aspero, Rodeo de las Yeguas), la actitud de reemplazo del cuarzo hacia el feldespato, indicada por las cortas penetraciones lobales, parece mejor desarrollada. Sin embargo, nada hay que nos asegure que estas « caries » no se deben, por el contrario, al reemplazo del cuarzo por el microclino, el cual habría penetrado en cuñas en el primero. Precisamente, en otros lugares de los mismos cortes microscópicos el microclino encierra áreas de cuarzo evidentemente desprendidas de un individuo vecino que presenta igualmente una aparente actitud de reemplazo hacia el feldespato. En conclusión, la cristalización del granito del Anconquiya parece haber ocurrido en una sola fase, habiendo sido el feldespato potásico y el cuarzo, probablemente, los últimos en terminar de consolidar, como se explicará a continuación.

*Las diferencias de facies. Formación de los granitos porfiroides.* — Las tres facies litológicas principales que hemos distinguido en el batolito

<sup>1</sup> Estas relaciones texturales se observan mejor en la facies inferior porfiroide, donde la plagioclasa está en general mejor conservada.

del Anconquija son prácticamente iguales en cuanto a las relaciones texturales críticas de sus componentes. Existe, en cambio, una variación en la proporción del feldespato potásico, que es más abundante en la facies porfiroide. Además, la proporción de anortita en la plagioclasa es 6 ó 7 % mayor en la misma facies, según hemos visto más arriba.

El origen de esta doble variación nos es desconocido; solamente un estudio mucho más detallado y amplio que el presente podría arrojar luz sobre este problema. Otras variaciones de carácter más local, como el de la proporción de mica (en especial biotita), puede ser atribuída, al menos en parte, a la asimilación de xenolitos de la roca de caja.

El carácter porfiroide de la facies inferior está seguramente relacionado con la mayor abundancia de microclino. En general, esta relación no debe ser simple, puesto que en algunos casos ella se invierte. Dentro de la facies del Nevado, por ejemplo, hemos visto que las rocas de la falda occidental tienen una textura levemente porfiroide, mientras que las de la falda oriental, son equigranulares. Sin embargo, la proporción de feldespato potásico es esencialmente la misma o, como en el caso de la muestra entre Cazadero y Cañada Larga (tabla I) mayor en la falda oriental. En las rocas de la facies VI del batolito de Capillitas, que son en general porfiroides, se advierte también desaparición local de los fenocristales de microclino sin disminución de la proporción de dicho mineral. Con todo, es evidente que el mayor desarrollo en los individuos de microclino se encuentra, en general, en las rocas con mayor cantidad de ese componente.

Los fenocristales de microclino de los granitos porfiroides son en general algo idiomórficos. Este hecho fué interpretado en un principio, de acuerdo con la ley de idiomorfismo de Rosenbush, como prueba de su formación temprana en un magma todavía en su mayor parte líquido. Los estudios experimentales sobre equilibrio de fases demostraron más tarde, sin embargo, que para que el microclino se separe antes que los restantes componentes esenciales la proporción de K debe ser muy grande, mucho mayor que la proporción existente en los granitos más potásicos. Teniendo en cuenta la formación en muchas rocas de porfiroblastos de feldespato idénticos a los fenocristales del granito usualmente presente en la vecindad, algunos autores han sostenido que el granito era el resultado final de un proceso de reemplazo metasomático, cuya etapa inicial estaba representada por el esquisto con porfiroblastos. Un punto de vista intermedio entre el magmatista y el granitizacionista ha sido adoptado por otros autores; según el mismo el granito porfiroide se había formado primero por consolidación de un magma exento de feldespato potásico, el cual se habría formado en una etapa posterior por reemplazo metasomático del granito; este reemplazo habría abarcado en parte a la roca de caja (10). El inconveniente de esta hipótesis estriba

en que, considerando la fase metasomática independiente de la fase magmática, resulta difícil explicar la restricción de la feldespatización al área granítica; es cierto que ella se extiende a los esquistos de la caja, pero ello no es más que en corta extensión, siempre y cuando los porfiroblastos no se encuentren formando parte de venas graníticas, en cuyo caso nos encontramos ante el mismo fenómeno de concentración de la porfiroblástesis en la facies granítica. Además, los porfiroblastos se distribuyen en el esquisto de manera sumamente irregular, mientras que en el granito lo hacen homogéneamente.

Estas objeciones pueden ser eliminadas si suponemos que el material necesario para la formación de los cristales de feldespato vino con el magma, cristalizando recién al final de la fase magmática, y en pequeña parte escapando a la roca de caja donde formó los porfiroblastos. Según nuestra idea del proceso, en las rocas del batolito del Anconquiya, cuando el granito había consolidado en, digamos, un 70 por ciento, y su composición era la de una granodiorita, existía un líquido residual en el cual iba quedando la mayor parte del feldespato potásico y del cuarzo, y algo de albita u oligoclasa. En esta etapa, la formación de fisuras en esta masa semirígida permitió la exudación de aquel líquido residual, que formó los diques de pegmatita son límites netos, que hemos descrito más arriba. Finalmente, al cristalizar totalmente el granito, el feldespato potásico se concentró en individuos mayores que el resto, incluyendo a algunos cristales más pequeños y *empujando* lateralmente a los restantes.

La propiedad que posee el feldespato potásico de formar individuos mayores que el resto es un hecho de observación común, y corre pareja con la de crecer en un medio semisólido, de lo cual una muestra son los porfiroblastos.

Con respecto al idiomorfismo, los cristales de feldespato en los batolitos de Capillitas y del Anconquiya resultan menos regulares en sus contornos cuando se los observa al microscopio que en el terreno; sus bordes se introducen entre los minerales vecinos, y se vuelven muy irregulares.

Este hecho ha sido también observado por Walker y Mathias, en el granito de Cape Town, y debe considerársele como una característica general de los granitos porfiroides.

La hipótesis propuesta está de acuerdo con la interpretación paragenética expuesta más arriba, y en particular con la falta de indicios de reemplazo en gran escala por parte del feldespato potásico, con respecto a los restantes componentes del granito.

*Emplazamiento del batolito.* — El problema de la « mis-en-place » del granito del Anconquiya no puede ser resuelto con los datos a nuestro alcance. Un estudio estructural muy detallado podría, quizás, dar una

idea de los desplazamientos experimentados por la roca de caja, como ser a ambos lados de la cuña de los Dos Ríos, pero la imposibilidad de seguir los niveles estratigráficos en las rocas tan profusamente migmatizadas haría tal estudio demasiado difícil.

Consideraciones de índole general, que serán expuestas en un trabajo posterior, sumadas al hecho que los xenolitos presentes en la parte superior del cuerpo del Arenal han sido algo rotados, según lo indica la posición de la esquistosidad, hacen plausible la hipótesis de que el granito fué formado por la penetración tranquila de un magma, cuya consolidación se inició antes que hubiera alcanzado su volumen actual.

Por sus relaciones espaciales, especialmente con respecto al batolito de Capillitas, es probable que el acceso de magma se haya efectuado de S y SE al N y NW, en un plano inclinado, digamos, unos 45 grados. En detalle, claro está, el ascenso de magma debe haber tenido innumerables variaciones.

En la penetración del granito debemos distinguir al menos dos etapas, separadas por un empuje tectónico. En efecto, la primera parte en ocupar su lugar fué la que corresponde a la facies superior, o sea la del «nevado». Esta se encontraba ya prácticamente consolidada cuando ocurrió un movimiento que deformó y granuló parcialmente los minerales del granito. A esta cataclasis se debe en gran parte, la diferencia externa entre aquella facies y la de grano fino.

La penetración del magma fué, probablemente, un proceso continuo. Cuando el empuje tuvo lugar, afectó solamente a la parte superior, que ya había consolidado por efectos de la proximidad de la roca de caja. Hacia abajo existía una zona de transición en que la cristalinidad disminuía rápida pero gradualmente, y esta zona fué afectada en proporción a su grado de consolidación.

Es imposible saber qué proporción de la actual cámara magmática habiase llenado de magma en el momento de la deformación. Es probable que este último ocupara poco más que el ámbito de la facies I, pues si hubiera abarcado una mayor extensión existiría en toda ella un borde consolidado que mostraría señales de cataclasis. Sin embargo, queda la posibilidad que la deformación hubiera sido un fenómeno puramente local, restringido al área donde ahora se manifiesta.

La invasión magmática siguió su curso, llenando la parte hoy ocupada por la facies de grano fino. En este momento la composición del líquido ascendente cambió, haciéndose más potásico y aumentando algo la proporción de calcio con respecto al sodio. Entonces existía una parte casi totalmente consolidada en la parte superior (facies I), y una masa esencialmente líquida y relativamente móvil, aunque quizás ya con cristaltitos dispersos, sobre todo de mica y plagioclasa sódica.

La fluidez de esta masa magmática, que luego cristalizó en la facies

II, está demostrada por la facilidad con que penetró en los esquistos de la caja y de las inclusiones, en forma de diques de diverso espesor, sobre todo en la parte norte. En efecto, aun en los contactos situados dentro de la facies porfiroide, la penetración de los esquistos es efectuada siempre por la facies de grano fino homogéneo, que es en esos casos leucocrática (muscovítica), es decir que no ha sufrido contaminación por el material metamórfico.

El magma de las facies II y III poseía una proporción de volátiles relativamente grande, que se segregó por grietas formadas en la masa semicristalizada, junto con una parte del líquido residual pegmatítico, en la forma descrita más arriba.

La facies porfiroide se formó como hemos visto ya, por la cristalización relativamente tranquila del líquido intersticial rico en potasio. La masa semicristalina en que crecieron los cristales de microclino tenía una proporción variable de biotita y muscovita provenientes de la desintegración de esquistos.

*Mecánica del emplazamiento.* — Aunque los elementos de juicio presentados no permiten una decisión en este respecto, nuestra impresión es de que el emplazamiento del granito del batolito del Anconquiya podría explicarse mejor por un mecanismo de « major stoping », el cual habría sido facilitado por la penetración oblicua del magma. En muchos lugares el magma enconcontró en su camino cuerpos o trozos de esquistos, en los que se introdujo a lo largo de los planos de esquistosidad. Esto dió origen a los granitos migmatíticos que abundan en la parte baja del batolito, especialmente en el cuerpo de El Zarzo.

*Metasomatismo de las inclusiones en el granito.* — Las inclusiones de esquisto que se observan en la parte superior del cuerpo del Arenal han sufrido, fuera de la penetración de venas descritas más arriba, poca impregnación de material granítico. El estudio microscópico de las micacitas cuarzosas que forman la roca predominante en dichos xenolitos, muestra una textura foliada, regular, en donde la única señal de acción ígnea está dada por la presencia de un 6 ó 7 % de oligoclasa.

Muy distinto es el destino sufrido por otro conjunto de inclusiones, en general más pequeñas, que abundan en la zona limítrofe entre las facies de grano fino y porfiroide, y dentro de esta última. Estas inclusiones han sido modificadas tan profundamente por el magma, que su presencia se manifiesta solamente por un cambio en la facies del granito (ver 4, láms. VI y V, 1).

Las inclusiones han sido, en efecto, transformadas por granitización en una roca de grano fino, rica en biotita, y porfiroblastos de microclino más o menos dispersos en la masa. Estos últimos son idénticos a los del

granito circundante. Existen, además, porfiroblastos de cuarzo, en número semejante pero de menor tamaño y menos conspicuos que los de feldespato; su forma es más o menos oval. Hay también laminillas de muscovita de algunos milímetros.

El contacto entre la inclusión granitizada y el granito está en general bien definido, salvo en los casos en que la modificación ha sido muy avanzada.

Al microscopio, la pasta presenta una textura granoblástica, en la que el cuarzo (25 %), aparece en granos redondeados (0,1-0,2 mm), dentro de una masa feldespática de grano similar, en la cual 2/3 es microclino y 1/3 albita y oligoclasa sódica, totalizando alrededor de 50 %. El resto está formado por laminillas de biotita y muscovita, de tamaño relativamente grande, y numerosos prismas de apatita, de tamaño diverso, incluidos en los demás minerales. La oligoclasa forma a veces el núcleo de algunos cristales de microclino; ambos feldespatos son anedrales, o sólo raramente subedrales. La biotita posee una coloración muy subida, sugiriendo una relativa abundancia en titanio. Por su parte, la muscovita, generalmente de menor tamaño que aquélla, forma muchos intercrecimientos con el feldespato potásico.

Los porfiroblastos de microclino presentan un denso sistema de perfitas filamentosas (« stringlets »); los granos de cuarzo y prismas de apatita son también comunes como inclusiones. Las inclusiones de cuarzo, redondeadas, tienen un aspecto muy similar a las de la figura 2, lo que parece indicar idéntico origen (metasomático) del feldespato. Los porfiroblastos mejor desarrollados poseen menor cantidad de esas inclusiones de cuarzo.

Lo que acabamos de describir representa un ejemplo típico de esta clase de inclusiones granitizadas; existen muchas otras en que la transformación ha ido más lejos, dando lugar a un grano más grueso y mayor abundancia de porfiroblastos; su semejanza con el granito circundante es, pues, mayor. Hay, por otra parte, inclusiones en que la invasión magmática, en lugar de obrar por difusión, ha seguido planos de esquistosidad. Esta diferencia se debe, al parecer, a la distinta textura de las rocas incluidas, que, como hemos visto al hablar de las rocas de caja, son de dos tipos opuestos: uno micacítico, bien esquistoso, y otro de grano más fino y cuarzoso, con textura maciza.

#### ROCAS MIGMATÍICAS

En todas las rocas que forman la caja del batolito del Anconquija, en la falda occidental de la sierra, ha habido penetración íntima de material ígneo. En las partes menos afectadas, sin embargo, el aporte asu-

me el carácter de venas relativamente espaciadas, entre las cuales la roca ha conservado, sin mucho cambio, los caracteres originales, y especialmente su grano fino.

Desde este punto, la proporción del aporte aumenta hasta que el material ígneo predomina francamente sobre el metamórfico, que constituye, en muchos lugares, apenas una pequeña proporción de la roca.

La nomenclatura de las rocas de mezcla usada en este trabajo, según la proporción de material ígneo, es la siguiente :

Granito (o tonalita, etc.) migmatítico.....	más de 80 %
Migmatita.....	50 a 80 %
Esquisto migmatítico.....	20 a 50 %
Esquisto inyectado.....	10 a 20 %

En el mapa adjunto (Lámina I) se ha indicado, aproximadamente, la variación del grado de migmatización. Cuando hablamos de migmatización dejamos de lado a los diques granopegmatíticos o aplíticos, que han sido ya descritos; la inyección está en parte relacionada, sin embargo, con estos diques, siendo ellos más abundantes en el área más impregnada por material ígneo.

*Distribución de la inyección* (lám. I). — En la parte sudoccidental, en el área comprendida entre Las Conchas, cerro Negro y los Nevados australes, la penetración ha formado venas predominantemente cuarzosas, con algo de feldespatos, y textura más o menos gruesa, pegmatítica. En muchas partes se ven estas venas emanando directamente de filones pegmatíticos que cortan a la esquistosidad, penetrando aquéllas en los planos de esquistosidad.

En la inmediata vecindad del granito, los esquistos aparecen, asimismo, fuertemente impregnados por material proveniente de aquél; las texturas resultantes son confusas. Aun en estos casos, sin embargo, la granitización no ha sido tan intensa como para borrar el límite granito-esquisto; además la impregnación de las rocas en el contacto varía mucho en intensidad de un lugar a otro.

En toda la mitad austral de la caja del batolito, desde Las Conchas hasta el borde norte de la cuenca del río Arenal, las venas cuarzo-feldespáticas son comunes, pero no pasan, en conjunto, de 10 ó 15 por ciento del total de los esquistos. No llegan, pues, a formar verdaderas migmatitas o esquistos migmatíticos, salvo en partes contiguas al contacto o en las inclusiones de esquistos en el granito, en las cuales, sin embargo, el material inyectado no pasa generalmente del 50 por ciento.

Más al norte, la proporción de material granítico aumenta notablemente. Esto es, en la parte media y baja de la falda; en la zona de las cumbres la inyección en los esquistos es apenas mayor que, por ejem-



plo, en el área de los Nevados australes. Ciertamente, existen allí diques o filones-capas pegmatíticos, ya mencionados al hablar de las facies filonianas, en mayor abundancia que en el sur, y de esos diques emanan venas más delgadas. Pero descendiendo la falda, en las cuencas de las quebradas de Dos Ríos, Potrerillos, El Zarzo y Buey Muerto, la migmatización se hace gradualmente más intensa hasta que, a algunos centenares de metros del contacto con el granito, se entra en la zona de migmatitas, en que el material inyectado pasa mucho del 50 por ciento.

Al norte de la quebrada de Buey Muerto, la inyección disminuye lentamente hasta que, a la altura de El Tesoro, ha desaparecido casi totalmente. En el tramo inferior de la quebrada de Los Cerrillos predominan los esquistos inyectados, con intercalaciones de esquistos migmatíticos (véase 4, pág. 22).

*Formas texturales de la inyección.* — La penetración de material ígneo comienza a manifestarse principalmente en forma de venillas rectas, paralelas a la esquistosidad. Estas venillas, que miden en su mayoría entre 0,5 y 2 mm, están compuestas por cuarzo y andesina ( $An_{34-38}$ ). Ocasionalmente se las ve emanar de venas más gruesas, o diques apligraníticos que cortan a la esquistosidad en ángulo grande (lám. III, 1). Aunque las venas son generalmente rectas, no están siempre bien definidas, pues en las rocas más impregnadas, en que el grano ha aumentado por efecto de la granitización difusa que acompaña entonces a las venas, sus componentes tienden a confundirse, al menos en las venillas más delgadas, con el resto de la masa. El grano de las venillas es, sin embargo, mayor que el de la roca; en las venas delgadas que estamos describiendo oscila entre 0,3 mm y 1,5 mm aproximadamente; cuando aumentan en espesor, según veremos en seguida, el grano se vuelve más grueso.

Al microscopio, las venillas presentan una textura panalotriomórfica; muchos de los individuos de cuarzo son algo alargados en la dirección de las venas. Los de oligoclasa, algo maclados, carecen igualmente de idiomorfismo, aunque no poseen orientación definida. Los contactos mutuos son en general simples (lám. V, 1).

Con el aumento de la penetración granítica, las venillas aumentan de espesor y de grano, haciéndose más irregulares, aunque mantienen, en general, su paralelismo con la esquistosidad. Se llega así a la formación de típicas arteritas o gneises de inyección. Las bandas de roca metamórfica intercaladas entre las venas se impregnan aún más de material granítico, aumentando con ello el grano.

Finalmente, las venas lenticulares feldespato-cuarzosas pueden estar tan próximas entre sí, que quedan separadas sólo por delgados tabiques micáceos, originándose una roca gnéisica, un típico gneis de inyección (fig. 4). El grano de las venas es relativamente fino (unos 2 mm), aun-

que los cristales de oligoclasa crecen también a la manera de «ojos» pequeños. Este tipo de penetración íntima es muy abundante en el área de máxima inyección, consistiendo esencialmente en oligoclasa y cuarzo, con escaso microclino (lám. V, 2).

Otro tipo de migmatitas está formado por venas (lám. IV, 2) relativamente gruesas y definidas, con cristales de microclino de dimensiones relativamente grandes, los cuales comunican a las venas un aspecto moniliforme y, en general, un grano más grueso que las migmatitas descritas más arriba. Aunque estas son más comúnmente paralelas a la esquistosidad, en muchos lugares se las ve ensancharse, formando nidos

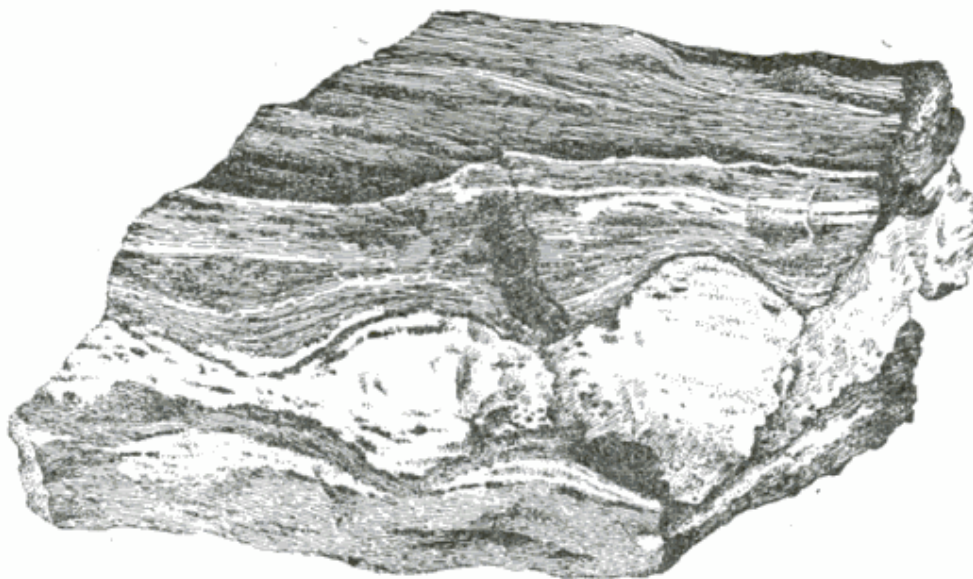


Fig. 4. — Filita micacítica cuarzosa, levemente bandeada, cruzada por venillas y venas concordantes graníticas, Parte baja de la quebrada del Buey Muerto. Las venillas están compuestas de oligoclasa y cuarzo; la vena gruesa posee, en cambio, microclino en abundancia, que constituye la parte central y principal de los «ojos». Nótese el rechazo lateral de las bandas micáceas, debido al crecimiento de los grandes individuos de microclino. Longitud de la muestra, unos 10 cm.

pegmatíticos de formas muy irregulares. Estos nidos cortan la esquistosidad y no parecen haber sufrido control estructural ninguno. Tanto los nidos como las venas se relacionan estrechamente con los diques pegmatíticos que hemos descrito en otra parte; en muchos lugares se los ve derivar directamente de ellos. Este material de inyección muestra casi siempre un color gris blanquecino. Imposible sería describir todas las variaciones que puede asumir la inyección; ellas pueden reducirse, sin embargo, a los tipos principales ya referidos. Las formas más caprichosas, y la mayor variedad, se deben a estas últimas venas de carácter pegmatítico, con sus expansiones o nidos blanquecinos.

El aumento de la invasión ígnea hacia el contacto con el granito no se efectúa de una manera regular, sino muy al contrario. La alternancia irregular de áreas mucho y poco inyectadas se mantiene hasta las zonas

de máxima migmatización; sin embargo, el material introducido difusamente en las partes relativamente poco penetradas por las venas ígneas aumenta también, alcanzando en las zonas más impregnadas a alrededor de 50 por ciento del total; estas fajas o zonas sin o con pocas venas se vuelven, al mismo tiempo, mucho más escasas y reducidas.

*Naturaleza de la inyección.* — El material ígneo introducido en los esquistos como diques y venas gruesas (varios centímetros) de aspecto pegmatítico, es esencialmente cuarzo-microclínico, mientras que el de las venas delgadas y regulares, generalmente concordantes, así como el que ha penetrado difusamente en la roca, es predominantemente cuarzo-

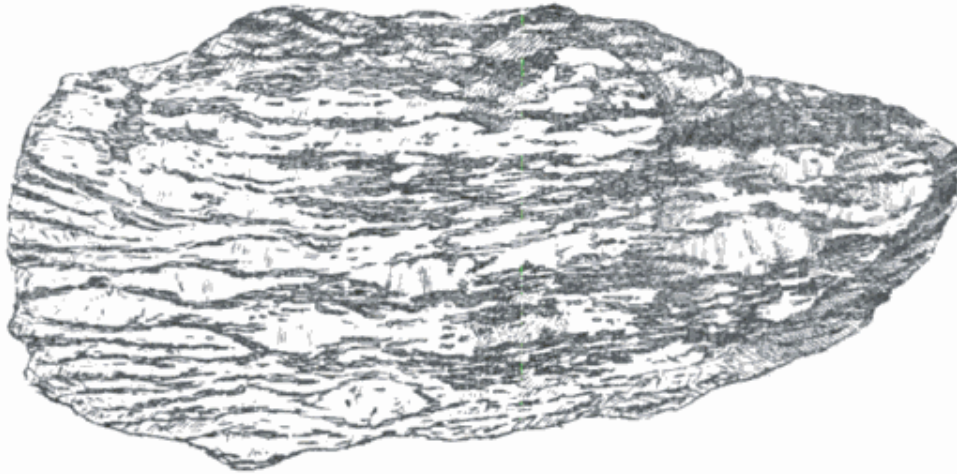


Fig. 5. — Migmatita (gneis de inyección), característico de la parte más inyectada del complejo migmatítico. Falda baja de la sierra, quebrada del Zarzo. El material inyectado es oligoclasa cálcica y cuarzo, con algo de microclino. Individuos de oligoclasa de tamaño relativamente grande forman el cuerpo principal de las expansiones nodulares. Longitud de la muestra, 10 cm.

oligoclásico. Este hecho es tanto más notable cuanto muchas de estas últimas parecen derivar directamente de los diques y filoncillos graníticos. En el campo resulta difícil reconocer esta diferencia en composición, puesto que ambos feldespatos presentan el mismo color gris blanquecino, y la oligoclasa está poco maclada. El microclino, eso sí, alcanza dimensiones mayores, y toda vez que uno encuentra las venas un augen de más de 1/2 centímetro es casi seguro que se tratará de feldespato potásico (fig. 4); la oligoclasa puede también formar «ojos», pero éstos no pasan generalmente de 1/2 centímetro de espesor (fig. 5).

Aun los filoncillos delgados, de no más de 2 ó 3 mm de espesor, que cortan rectamente a la esquistosidad y parecen emitir venillas concordantes en ambos sentidos, poseen como feldespato al microclino (algo más del 50 %), con el resto cuarzo y algo de mica y muy poca oligoclasa, mientras que las venillas serán de oligoclasa y cuarzo.

En un caso estudiado (lám. III, 1), uno de estos diques apligraníticos, compuesto por microclino (60 %) y cuarzo (35 %), apatita (5 %), mica y

granate, todos anedrales y contornos irregulares, muestra un margen de 1 a 3 mm formado por oligoclasa acompañado por cuarzo, apatita y algo de microclino intersticial. La textura de este margen es confusa; la oligoclasa es de grano fino, turbia, de contornos suturales complejos, y encierra muchos granos de cuarzo, en parte como mirmequita. En cuanto a su relación con el microclino, parece haberlo reemplazado parcialmente. Este margen oligoclásico no es perceptible megascópicamente, salvo cuando su presencia es conocida de antemano. De este margen proceden, aparentemente, las venillas oligoclásicas concordantes.

En términos generales, puede resumirse la composición de la inyección en la siguiente manera:

Las venas delgadas concordantes, de grano fino, propias de la parte superior de la falda, y que hacia abajo, por aumento de grano y espesor, se convierten en venas gruesas que culminan en el tipo de gneis de la figura 5, son de oligoclasa (o andesina) y cuarzo, con algo de microclino en las venas más gruesas.

Las venas nodulosas (lám. IV, 1 y 2), y los nidos irregulares de carácter pegmatítico, que son abundantes en las proximidades del cuerpo de El Zarzo, y que tienen una relación más o menos directa con los diques de pegmatita allí presentes, poseen microclino en mayor cantidad que plagioclasa. Hay que agregar a éstos todas las venas (diques, filoncillos) discordantes.

En la práctica, en la zona de invasión ígnea más intensa es difícil diferenciar a simple vista uno y otro tipo de inyección; a ello contribuye el hecho ya mencionado de que ambos feldespatos poseen el mismo color gris blanquecino.

### *Petrología de las migmatitas*

El rasgo peculiar de las migmatitas de la falda occidental de la sierra de Anconquija es la superposición de dos fases de inyección de distinta naturaleza química, separadas en el tiempo por el emplazamiento del batolito. La inyección más antigua fué de carácter *sódico* (trondhjémítico), y es una manifestación de la que dió origen a las extensas zonas de migmatitas que afloran en las sierras del grupo Anconquija-Ambato-Ancastí. La segunda fase de inyección está más o menos directamente relacionada con la invasión del granito batolítico, y es de naturaleza *potásica* (pegmatítica).

La penetración trondhjémítica es mucho más importante que la pegmatítica; comenzó con la impregnación de los esquistos por plagioclasa y probablemente cuarzo, proceso que hemos descrito como de carácter metasomático, y siguió con la formación de venas delgadas primero, más espesas luego. Impregnación y formación de venas fueron dos fenó-

menos esencialmente iguales, en los que intervinieron al mismo tiempo, aunque quizás en distinta medida, inyección y metasomatismo propiamente dicho. La precesión del feldespatos diseminado con respecto al de las venas se deduce del mayor contenido de anortita en el primero; en efecto, su composición alcanza a  $An_{40}$ , mientras que en las venas es en general algo menor de  $An_{30}$ .

Lo mismo que en el resto de las migmatitas sódicas de la región, esta primera inyección fué de carácter sintectónico, o sea que ocurrió cuando la deformación tectónica regional estaba aun en curso. A la migmatización sucedió la invasión batolítica, cuando ya la compresión se había desvanecido en su mayor parte. Al final de la consolidación del batolito se produjo la segregación de pegmatitas, las que atravesaron los esquistos ya inyectados, emitiendo venas de todas dimensiones que aumentaron el grado de migmatización de los esquistos. La composición de estas venas era esencialmente microclino y cuarzo, siendo turmalina y granate componentes ocasionales.

El carácter postectónico de esta inyección se revela en la forma irregular y discordante de muchas de las áreas o nidos de inyección ligados con las venas que son en general concordantes. Su distribución es, por otra parte, más restringida que la de la inyección sódica. El material pegmatítico parece haber penetrado, en algunos casos, utilizando las mismas vías que la inyección sódica. En el terreno resulta a menudo difícil distinguir las de una y otra clase, pues en la parte donde las de pegmatita están presentes es también aquella donde las trondhjemíticas adquieren mayor tamaño en su grano y en su espesor.

Las dos clases de inyección que hemos distinguido no representan procesos independientes entre sí; por el contrario, son etapas o fases de un único ciclo magmático. Además, la formación de plagioclasa o de microclino dependía más de la composición de los líquidos introducidos que del efecto de las variaciones en los factores físicos (por ejemplo, la temperatura) sobre soluciones de composición constante. La manera en que el cambio en la naturaleza química de los líquidos tuvo lugar, es difícil de establecer.

Durante todo el proceso de migmatización, ambos feldespatos, y probablemente también el cuarzo, estaban en equilibrio entre sí y con el líquido. En estas condiciones, el reemplazo de uno por otro sólo puede tener lugar en forma restringida, por desplazamientos locales y circunstanciales del equilibrio. Por esta razón en las migmatitas — así como en el granito — las texturas revelan únicamente, aquí y allá, reemplazo marginal o corrosión de un mineral por otro. Esta corrosión ocurre, por ejemplo, cuando los cristales, en continuo aumento de tamaño, se ponen finalmente en contacto; o cuando un mineral comienza a formarse en los intersticios de una masa cristalina. En estas circunstancias, bastan

las diferencias de presión de cristalización en las distintas direcciones de crecimiento de un cristal, para que el equilibrio sea desplazado en uno u otro sentido.

Como es sabido, muchos investigadores modernos sostienen que la migmatización es el resultado de una invasión de iones que ascienden por difusión sólida, y que transforman a las rocas metamórficas en migmatitas y, posteriormente, en granito, sin que intervenga ninguna fase líquida, y menos aún un magma granítico, cuya existencia misma es puesta en duda (Read, Backlund, Roubault, Reynolds, Ramberg, etc.). Hasta ahora no se han hallado criterios que permitan distinguir con certeza entre los productos de la invasión de flúidos y de la penetración de nubes de iones. Sin embargo, las texturas heterogéneas o, como llama Scheumann, *metatéticas*, o sea aquellas en que el material granítico se presenta sensiblemente separado del metamórfico, formando venas, etc. se explican mejor por medio de flúidos (líquidos o gases en estado supercrítico pero muy comprimidos) que por difusión sólida de iones a través de los cristales de las rocas, ya que su general ajuste a los planos de esquistosidad está indicando un control hidrodinámico de las vías de penetración. Las formas metatéticas son, por otra parte, predominantes sobre las homogéneas (metablásticas, Scheumann) en todos los complejos de migmatitas. Cuando estas últimas texturas se presentan, se habla en general de metasomatismo; aun en estos casos, están tan asociadas con venas y demás texturas metatéticas, como para indicar que los líquidos pudieron llegar al lugar de su difusión gracias a los conductos representados por las mismas venas; esta difusión ha sido de carácter intergranular.

Es evidente también que el proceso de migmatización es esencialmente aditivo, y no complementario. En otras palabras, la parte añadida a las rocas metamórficas no fué meramente la necesaria para completar la composición de un granito, sino que los líquidos traían la totalidad de los componentes del granito; prueba de ello que dichos líquidos eran capaces de precipitar feldespato, cuarzo y mica dentro de las rocas más diversas, incluso dentro de granito mismo.

#### CONCLUSIONES

1. El batolito del Anconquiya está integrado por los cuerpos del Arenal y del Zarzo, que representan parte de la cúpula compleja de un cuerpo subsidiario del batolito de Capillitas.

2. En el batolito del Anconquiya se distinguen tres facies principales, que se disponen en forma superpuesta. La facies superior o «de los nevados» (I) posee grano mediano y color gris, en partes levemente

porfiroide, y muestra siempre una fuerte cataclasis. La facies intermedia, « de grano fino » (II), es de grano fino y en general homogéneo, muscovítica, y presenta casi siempre manchas ferruginosas. La tercera facies (« porfiroide », III) es de grano más o menos grueso, por la presencia de cristales bien desarrollados de microclino.

3. Numerosos diques permatíticos, que se caracterizan por sus contactos transicionales, en el granito, cruzan el mismo, sobre todo en la facies II, y pasan a los esquistos de la caja. Algunos de estos diques han sido totalmente silicificados. Hay también algunos filones de aplita micrográfica.

4. Las rocas de la caja son esquistos filíticos y micacíticos, ricos en cuarzo; las filitas poseen grano fino y textura compacta, y su color es gris verde oscuro, debido a la predominancia de biotita sobre muscovita; pueden contener además hornblenda. Existen también tipos hornfelsoides, generalmente bandeados, ricos en hornblenda y epidoto.

5. En la parte norte de la falda occidental de la sierra, los esquistos han sufrido una considerable oligoclasización; el feldespato está diseminado en la roca, y su tamaño es apenas levemente mayor que el grano general de la misma, por lo cual su presencia puede pasar fácilmente inadvertida. Cerca del contacto austral (Las Conchas) ha habido reemplazo parcial del cuarzo por feldespato potásico, y también muscovitización de la biotita.

6. En la mitad sur del área estudiada, además de los diques de pegmatita y leucogranito procedentes del granito, hay en los esquistos muchas venas delgadas cuarzosas con mayor o menor proporción de feldespato, usualmente paralelas a la esquistosidad. En la parte norte, en las inmediaciones del cuerpo del Zarzo y de la cuña septentrional del cuerpo del Arenal, los esquistos están atravesados por abundantes venas graníticas. En la parte inferior de la falda, el material ígneo predomina sobre el metamórfico. Las rocas son allí, por lo tanto, migmatitas. Hacia arriba las venas se vuelven cada vez menos abundantes y más delgadas; en la mitad de la falda ellas constituyen, en general, menos del 20 % de la roca, y en la cumbre se presentan en forma aislada. En los esquistos vecinos al cuerpo del Arenal (excepto en su parte norte), existen también venas cuarzosas y cuarzo-feldespáticas, pero su proporción es mucho menor.

7. Las venillas y venas concordantes que caracterizan a los esquistos de la parte norte, están compuestas de oligoclasa cálcica y cuarzo. En la zona de migmatización intensa hay, además, venas de espesor más irregular, evidentemente derivadas de los diques pegmatíticos allí presentes, formadas por microclino y cuarzo, con poca plagioclasa. Todos los filoncillos o venas que son discordantes poseen también esta composición.

8. En las filitas cuarzosas de la parte norte, además de las venas mencionadas, existe una apreciable cantidad de oligoclasa o andesina mezclada en forma inconspicua con los restantes componentes; su origen es esencialmente metasomático. Este mismo origen tiene el feldespato potásico intersticial que se encuentra reemplazando al cuarzo en filitas cuarzosas de la parte sur, así como la predominancia de muscovita en filitas y micacitas al sur de la quebrada de Las Conchas.

9. La relación  $\frac{\text{Na}}{\text{Ca}}$  es algo mayor en la plagioclasa diseminada en los esquistos, que en la de las venas. El origen de ambas es, sin embargo, esencialmente el mismo, aunque aquella relación parece indicar que las venas se formaron a continuación de la diseminación, cuando en el proceso metasomático, el aflujo de líquido se hizo más rápido que la difusión del mismo.

10. La inyección ígnea de carácter sódico ocurrió con anterioridad al emplazamiento del batolito; luego que éste tuvo lugar, se produjo la migmatización potásica, de distribución mucho más restringida.

11. El emplazamiento del batolito se llevó a cabo probablemente por « major stoping », aunque en parte el magma se abrió camino por « permeación » a través de los esquistos, dando lugar al granito foliado o migmatítico que abunda en muchos lugares, especialmente en el cuerpo del Zarzo.

12. La textura porfiroide, que presenta sobre todo la facies III, se debe al crecimiento de los cristales de microclino durante la última fase de su consolidación.

13. La sucesión de eventos en la falda occidental del Anconquiya fué, en resumen, la siguiente:

1. Penetración diseminada de andesina sódica en los esquistos, transformándose gradualmente en:

2. Inyección sintectónica de carácter trondhjemitico (oligoclásico), como parte de un fenómeno general de migmatización que originó varias zonas de migmatitas.

3. Invasión del granito batolítico, al final de cuya consolidación se produjo la

4. Introducción de diques pegmatíticos, granopegmatíticos y apligraníticos, y de éstos la inyección de tipo venoso y grano grueso, rica en microclino, que se encuentra en la zona próxima al batolito.



**Abstract.** — The sierra de Anconquiya, situated in the Provinces of Catamarca and Tucumán, Northwestern Argentina, is composed of schists, partly migmatized and intruded by granite bodies. On its northwestern slope granite appears in two bodies of unequal size, spacially and genetically related to the much larger batholith lying to west.

The granite — a two-mica adamellite — there appears in three main facies, distributed in a roughly stratified fashion, as follows : (I) Upper facies, gray, medium-grained, slightly porphyritic in places, kataclastic ; (II) Middle facies, fine-grained, muscovitic, light-gray, iron stained ; (III) Lower facies, coarse-grained, porphyritic. Numerous pegmatite and aplite dikes, the former showing gradational contacts against granite, traverse both granite and country-rock. Certain peculiar facies present within II and III are thought to be thoroughly granitized schists.

The schists are mostly quartzose filites and mica-schists, biotite dominating over white mica. Hornblende and epidote are common in some hornfels-like types, which show very often light-colored epidote-rich bands in a dark, hornblende-rich mass. The schistosity is essentially parallel to bedding, and dips gently to the east in the upper slope, changing to more disturbed attitude downwards.

The schists have in places undergone potash and soda metasomatism. The first is shown by muscovitization and (K-) feldespatization, and is found in the southern part. More important is the soda-plagioclase replacement, which is typical of the northern part ; it is widespread and related to migmatization, with which it grades.

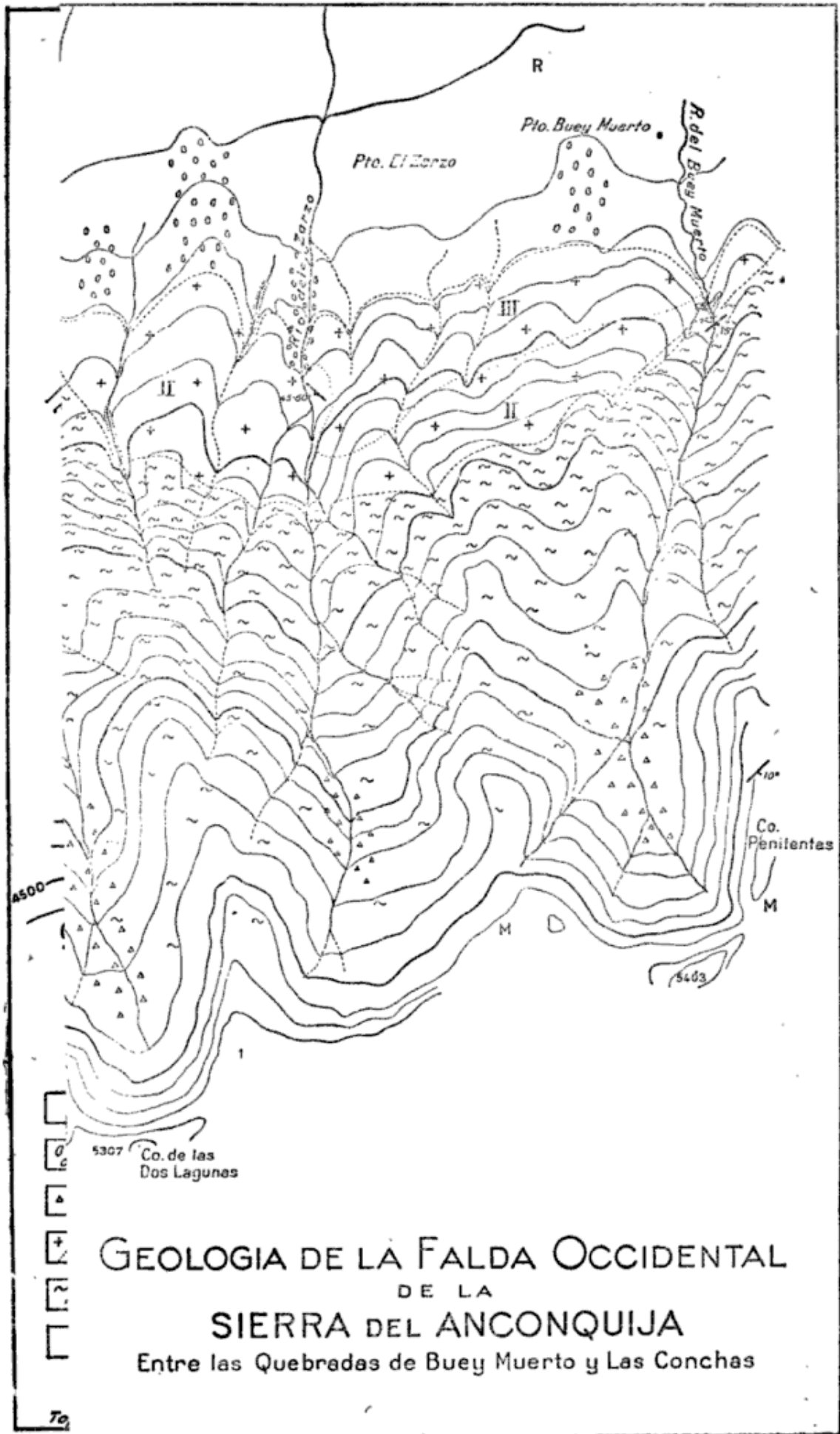
Migmatization in the Anconquiya took place in two stages : (a) a sodic phase, characterized by oligoclase, and (b) a potassic phase, introducing microcline along with soda-plagioclase. The sodic phase is pre-batholithic, whereas the potassic is related to pegmatites crossing the granite. These stages — sodic metasomatism and migmatization, granite invasion and potassic migmatization — are, however, phases of a single magmatic cycle, which took place one shortly after the other and — no doubt — over-lapping somewhat.

The Anconquiya granite bodies are satellites of the main batholith lying to west and south, as the study of their lithologic facies reveals. Their emplacement took place, it is believed, by major stoping mostly. Blocks of country-rock included in the granite show to have been rotated with respect to the walls.

Migmatization was, in the author's opinion, essentially an additive process, during which the constituents of oligoclase, microcline and quartz have been added to the schists. The predominance of heterogeneous (metatektik, Schumann) textures, common to all migmatite complexes in the world, indicates that the agents were introduced as liquids, rather than as solid-diffusing ions, and that the mechanism of injection was governed by the laws of hydrodynamics. The formation of disseminated feldspar is explained by intergranular diffusion of solutions arrived at the place by channels now represented by the adjoining veins.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. GONZÁLEZ BONORINO, F., 1945. *El yacimiento metalífero de Capillitas y sus relaciones estructurales*. IPIMIGEO, Sec. Arg. 1ª reun. comun., Bs. As.
2. — 1950. *Geología y petrografía de las Hojas 12 d (Capillitas) y 13 d (Andalgá)*. Bol. 70, Dir. Gral. Ind. Minera, Buenos Aires.
3. — 1950. *Geología de la Hoja 13 e (Villa Alberdi)*. Bol. 74, Dir. Nac. Minería, Bs. As.
4. — 1949. *Geología de la Hoja 12 e (Aconquija)*. Bol. 75, Dir. Nac. Minería, Bs. As.
5. — 1950. *Algunos problemas de la geología de las Sierras Pampeanas*. Rev. Asoc. Geol. Arg., V, 3.
6. KÜHN, F. y ROHMEDEK, G. 1943. *Estudio fisiográfico de las sierras de Tucumán*. Mon. 3, Inst. Est. Geogr., Univ. Tucumán.
7. RASSMUSS, J., 1918. *La Sierra del Aconquija*. Soc. Arg. Cs. Nat., 1ª reun., 1916.
8. ROHMEDEK, G., 1942. *La Glaciación diluvial de los Nevados del Aconquija (grupo austral)*. Mon. 2, Inst. Est. Geogr., Univ. Tucumán.
9. TAPIA, A., 1925. *Apuntes sobre el glaciario pleistocénico del Nevado de Aconquija*, GAEA, 1, 4, 313-65.
10. WALKER, F. y MATHIAS, M., 1947. *The petrology of two granite-slate contacts at Cape Town, South Africa*. Quart. Jour. Geol. Soc. London. 102, 499-518.



GEOLOGIA DE LA FALDA OCCIDENTAL  
DE LA  
SIERRA DEL ANCONQUIJA

Entre las Quebradas de Buey Muerto y Las Conchas



1. Bloque de micacita cuarzosa, atravesada por venas de oligoclasa y cuarzo que emanan, aparentemente, de un dique apligranítico. Falda alta occidental de la sierra, cuenca del río Cerrillos. El dique está compuesto de microclino, cuarzo y algo de muscovita; en el borde hay una zona oligoclásica, a la cual están ligadas las venas. Estas son paralelas a la esquistosidad, y tienen origen metasomático.



2. Dique zonal de pegmatita, cortando migmatitas de composición oligoclásica. Parte baja de la falda, entre Buey Muerto y Cerrillos



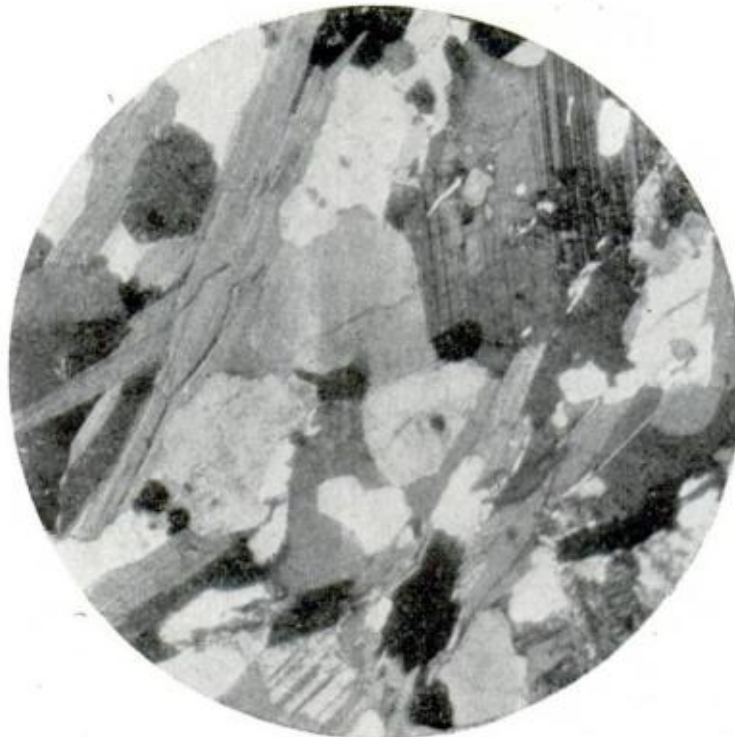
1. Inyección pegmatítica en el esquistu cuarzo micáceo. Falda baja de la sierra, entre Buey Muerto y Cerrillos. Los cristales mayores son de microclino



2. Venas con espesamientos u «ojos» de microclino. Migmatita de la falda baja de la sierra entre El Zarzo y Potrerillo



1. *Filita cuarzosa, inyectada* Fotomicrografia, nicoles cruzados. Falda alta de la sierra, a la altura del río del Zarzo. En la mitad inferior izquierda se ve la roca poco o nada modificada por inyección; cuarzo y mica (biotita y muscovita) predominan. En la parte superior derecha, cerca del centro, cruza una delgada vena cuarzo-oligoclásica, del tipo de las de la lámina II, 1. Al microscopio, la distinción entre vena y esquisto resulta menos definida que a simple vista. Muestra 170.  $\times 40$ .



2. Gneis de inyección (migmatita). Fotomicrografia, nicoles cruzados. Bucy Muerto. Representa un estado de inyección mucho más avanzado que el de la figura anterior. Corresponde a la muestra de la figura 5. La foliación está indicada por las bandas de biotita. La oligoclasa (cálcica) encierra inclusiones de cuarzo y de biotita. Microclino está también presente. Muestra 208.  $\times 40$ .