

EL CUERPO GRANITICO ORBICULAR PRECAMBRICO DE LA PAMPA DE LOS ALTOS, SIERRA DE VELAZCO (PROV. DE LA RIOJA)

POR BERNABE J. QUARTINO Y JORGE F. VILLAR FABRE

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

En la Pampa de Los Altos, Sierra de Velazco, aflora un cuerpo de plutonita orbicular, dentro de granito porfiroide precámbrico. Las orbículas tienen núcleo de oligoclasa por reemplazo de cristales idiomorfos de microclino del granito, y luego de una primera zona granular o columnar con plagioclasa y cuarzo dominantes se halla el manto constituido en lo esencial por plagioclasa columnar radial y biotita tangencial, esta última distribuida en bandas concéntricas. La matriz primaria es una pegmatita granítica o un granito porfiroide. Microgranito tardío corta al granito porfiroide y a la roca orbicular, produciéndose fenómenos de hibridación.

Al encararse la génesis de la roca orbicular se ha examinado el origen de los núcleos, la naturaleza del crecimiento orbicular —exotrópico en un medio fluido— en acuerdo con la estructura del manto y sus detalles mineralógicos, y las relaciones de campo. La roca orbicular es vista como una pegmatita singranítica contaminada, que penetró al granito porfiroide cuando éste no había consolidado totalmente. Finalmente se sitúa la formación de la roca orbicular dentro del proceso petrogenético general de la región.

ABSTRACT

The petrography and relations with the country rocks of the orbicular rock of Pampa de los Altos (La Rioja Province) is considered together with remarks on its petrogenesis. The latter deals with the origin of the nucleus, the nature of the orbicular growth, origin of the matrix and the genesis of the orbicular rock in the general petrogenetic process in which the area can be included.

1) DESCRIPTION

a) *Orbicular outcrop*

The orbicular rock outcrop (70 m × 20 m) is located in a porphyritic migmatitic granite. The latter being the Precambrian Basement of the Sierra de Velazco, a conspicuous member of the "Sierras Pampeanas". The outcrop is located about 30 kilometers north-northwest of La Rioja city. The porphyritic granite is cut by dikes of microgranite and surrounded by migmatites and schists of the biotite zone.

The main orbicular outcrop has about 60 per cent of orbicules. The average size of these orbicules is 10 cm, with a maximum of 25 cm. The most common matrix is a granitic pegmatite. But a transition between the pegmatite and the porphyritic granite is observed at the marginal zones of the outcrop. A late microgranite cutting the orbicular rock formed a secondary matrix. Contacts are indefinite due to a progressive diminution of orbicules. Isolated or grouped orbicules do appear in the granite near the orbicular outcrop. A variety of porphyritic granite with a pegmatitic matrix replaces the common granular matrix in some parts.

b) *Orbicules*

Nucleus.— Euhedral crystal of oligoclase (An 20) originated by replacement of microcline. Relict patches of microcline are seen in the nucleus. Blebs of quartz and inclusions of biotite, muscovite and plagioclase are found. Interrupted twins are chess-board like.

1st zone.— Plagioclase and sometimes quartz and biotite. Texture: plagioclase in columns or granular, often as a secondary growth of the nucleus. It develops preferably on the second pinacoid of the nucleus.

Mantle.— It surrounds the whole first zone with radial columns of plagioclase. This texture begins in the nucleus or at the outer border of the first zone. Inclusions of biotite and muscovite with a tangential arrangement of their (001) faces are within this zone. The mantle has: a) an *inner dark layer*, where, besides radial plagioclase, biotite and muscovite are in concentric rims, and with a tangential arrangement, apatite and sometimes quartz are observed. A thin biotitic shell lies between this layer and the first zone. b) An *outer dark layer* similar to the inner one. Here-biotite, muscovite and radial plagioclase are arranged in a “warp and weft” structure. Distribution of biotite is the cause of concentric structure and spheroidal schistosity.

2) **PETROGENESIS**

a) *Origin of the nuclei.*— Nuclei have been originated by replacement of oligoclase for the “phenocrysts” of the porphyritic granite. This is supported by: 1) patches of microcline relics, in crystallographic coincidence with the plagioclase, located at the center of the nuclei, invaded by plagioclase, with elongated exsolution perthites and with maculose perthites due to replacement. 2) Twin pattern of plagioclase appears as a chess-board structure. 3) Phenocrysts of granite and nuclei have the same shape, habit and size. The number of orbicules diminishes towards the border of the orbicular outcrop and there are isolated orbicules in the granite.

b) *Orbicular growth.*— Exotropic growth in a fluid medium, with prevailing crystallization of plagioclase and a passive role of biotite. This idea is supported by the analysis of the influence of the nucleus shape on the radial columnar structure of the mantle and on the spheroidal arrangement of biotite. This arrangement is more perfect in the outer part of orbicules than near the nucleus. Spheroidal “schistosity” is formed by tangential arrangement of biotite scales. Concentric banding is attributed to a diminution or cessation in the growth rate of plagioclase, provoking the attachment of biotite and muscovite. At the same time apatite and quartz are formed. Biotite of the matrix, porphyritic granite and orbicules have the same pleochroic halos. Orbicules have crystallized from the same pegmatitic magma which later formed the primary pegmatitic matrix. Due to differentiation during orbicular growth, the primary pegmatitic matrix is rich in microcline because of its concentration regarding plagioclase and to the transfer of K from the metasomatized nuclei.

c) *Genesis of the orbicular rock.*— Crystallization of orbicules and matrix are studied. The hypothesis looks for an explanation of the geological location of the orbicular rock according with field observations. The orbicular rock (orbicules and matrix) is attributed to the crystallization of a contaminated pegmatite derivative which penetrated into the porphyritic granite which was not entirely consolidated. While the hybridization was taking place, those derivatives engulfed phenocrysts of the granite which were replaced by oligoclase. The pegmatite derivatives did not crystallize on the wall rock as there were mixing phenomena with it. Crystallization took place over the engulfed phenocrysts which acted as nuclei of the orbicular growth with a high initial $\frac{\text{Na} + \text{Ca}}{\text{K}}$. The pegmatitic matrix and the pegmatitic area of 1 m² observed in the outcrop are attributed to the crystallization of the residual liquid. This is supported by the higher anortite content in the plagioclase of orbicules than in the matrix (middle oligoclase and oligo-albite respectively). The *general petrogenetic process* is believed to be as follows: 1st) Formation of the porphyritic migmatitic granite (over 1.000 km²) and the surrounding migmatites in the metamorphic complex of

the Sierra de Velazco. 2nd) Penetration in the Pampa de los Altos of a pegmatite derivative which suffered hybridization with the porphyritic granite. 3rd) Replacement of oligoclase for the phenocrysts of the porphyritic granite engulfed by the pegmatite and crystallization of that pegmatite with orbicular growth over those phenocrysts or nuclei. The final residue makes the primary pegmatitic matrix. Orbicules grow or are dispersed in the porphyritic granite. 4th) As a late phenomena there is a regional intrusion of microgranite and granitic pegmatites in the porphyritic granite. There is an hybridization of that microgranite with the porphyritic granite and the orbicular rock.

INTRODUCCION

El estudio de las rocas orbiculares de composición granítica o diorítica es tema de particular interés en petrología, no solamente por el problema del origen de su composición y estructura, sino también porque gran parte de los casos representan fenómenos muy particulares de cristalización en conexión con rocas comunes (rocas graníticas, migmatitas) cuya génesis es objeto de controversia (*"the rare cases may, in general... give suggestions to the interpretation of the more common phenomena"*, Sederholm, 1928, p. 77).

Ello es válido sobre todo en aquellos casos de afloramientos *in-situ*, que permiten vincular la cristalización de la roca orbicular al proceso de formación de las unidades petrológicas mayores. *El cuerpo orbicular de la Pampa de Los Altos, Sierra de Velazco* se caracteriza por la excelente exposición del afloramiento y de sus contactos con granito porfiroide, en una zona donde el complejo ígneo metamórfico precámbrico se halla a la vista, libre de cubierta, en una extensión de carácter regional.

La bibliografía sobre rocas orbiculares es extensa, y a las monografías clásicas, entre ellas las de Sederholm (1928), Eskola (1938) y Johannsen (1941), se suma una amplia literatura con importantes contribuciones sobre casos particulares y discusión genética. La vigencia del interés del tema en tiempo recientes queda reflejada en la continuidad de las publicaciones, tal como los últimos trabajos de Grolier (1961), Leveson (1959), Agard (1957), Oba y Ishikawa

(1959), Teixeira y Boto (1959), Ohta (1958) y Shimazu (1956).

Esta contribución da a conocer pues, un nuevo ejemplar de roca orbicular, primer caso en Sudamérica¹ objeto de estudio, presentando las relaciones de campo, petrografía y una discusión de la génesis de la roca orbicular y sus estructuras internas.

Se ha seguido en la redacción de la parte descriptiva de este trabajo el criterio de separar las observaciones de campo y las de detalle de laboratorio, pese a las repeticiones a que ello da lugar, por razones de claridad y de presentación al interés en el plano geológico y petrológico respectivamente.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar el reconocimiento al señor César Tanquía, antiguo poblador de Las Peñas y baqueano de la zona, descubridor del afloramiento, y a los señores H. Gómez Brun y Dino Gómez quienes fueron portadores de la primera muestra y fotografía entregadas a los autores.

Se deja constancia del agradecimiento al Sr. Iván Cordini quien obtuvo las fotografías de gabinete, al señor Angel M. Bertolini, autor de los excelentes cortes delgados y al Sr. Carlos M. Urien, quien ejecutó los dibujos.

El doctor Raúl A. Zardini prestó su

¹ El granito orbicular de Huaraz, Perú, dado a conocer por Amstutz (1957), sólo motivó una nota preliminar, sin estudio petrográfico, debido a la gran meteorización de los afloramientos.

gentil colaboración en la confección del bosquejo geológico durante la segunda visita de los autores al afloramiento.

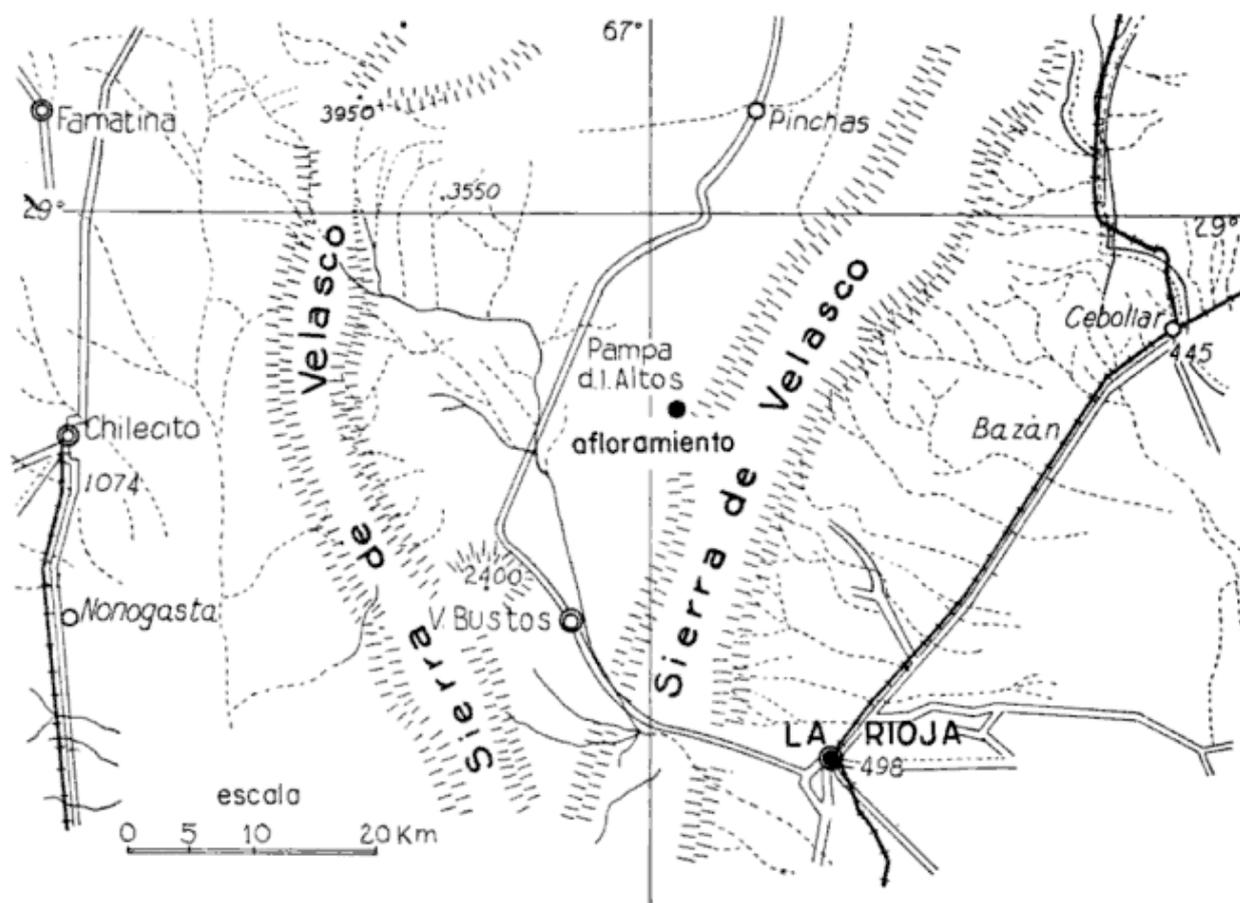
I. UBICACION DEL AFLORAMIENTO Y LOCALIZACION RESPECTO DE LAS FORMACIONES PRECAMBRICAS

El afloramiento se halla a 30 km al NNW de la ciudad de La Rioja (fig. 1), en el borde sur de la Pampa de Los Altos (sector NW de la hoja 16e, La Rioja). El acceso al mismo se efectúa a lomo de mula (una hora y media aproximadamente) desde la localidad de Las Peñas, que se halla al sur de Pinchas, junto a la carretera que, pasando por Villa Bustos, une Aimogasta con la ciudad de La Rioja.

La Pampa de Los Altos se eleva a 1.600 metros s.n.m., en el sector sur del

área granítica deprimida que se sitúa entre los dos cordones principales del Velasco.

Lo roca orbicular de Las Peñas, conocida localmente como "piedras bochas" o "roca preñada" se localiza en el interior del granito porfiróide que aflora casi continuamente en una extensa región de dimensiones batolíticas, reconocida por los autores desde unos siete km al sur de Villa Bustos hasta Aimogasta, es decir a lo largo de alrededor de 80 km en dirección aproximadamente N-S, su ancho es superior a 15 km según lo que se ha podido observar, ya que la índole del recorrido efectuado no ha permitido apreciar detalles de su magnitud en sentido E-W. Esta masa granítica (véase Quartino y Villar Fabre, 1962) se halla enmarcada por migmatitas que en la parte E del Cordón oriental del



Velazco, pasan a cuarcitas y esquistos biotíticos a veces granatíferos y turmalínicos (formación de la Quebrada de Los Sauces), los cuales más cerca de las rocas graníticas y migmatíticas presentan espaciada inyección granítica y filones concordantes de aplita y pegmatita.

El granito se halla atravesado por diques de microgranito que son también posteriores a la roca orbicular. Pegmatitas, algunas con berilo o wolfram, pero generalmente turmalínicas se hallan en

la zona del granito porfiroide, en los dos cordones principales del Velazco.

II. EL AFLORAMIENTO. OBSERVACIONES DE CAMPO SOBRE EL CUERPO DE ROCA ORBICULAR Y EL GRANITO QUE LO CONTIENE.

A los efectos de la mejor comprensión se comienza este capítulo con un cuadro sintético de los caracteres que se detallan en el texto.

Roca de campo (Precámbrico)		Granito porfiroide con alta proporción de "fenocristales" de micropertita de microclino y mátrix de grano mediano. Atravesada por filones de microgranito.
Roca orbicular	Ubicación	Afloramiento principal (1400 m ² , aproximadamente); y orbículas dispersas en la roca porfiroide y en la microgranosa que corta a la roca orbicular.
	Mátrix	1) Pegmatita de grano muy variable. Primaria b) Roca granítica porfiroide. Primaria c) Roca granítica microgranosa de grano variable. Secundaria.
Orbículas	Tamaño	Variable, entre 25 y 2 cm. Predominan las de 10 cm, aproximadamente.
	Núcleo	Cristal único de oligoclasa básica con inclusiones leucocráticas y melanoocráticas (biotita).
	Capas	1ª Zona (interna). Leucocrática, con oligoclasa, cuarzo y muscovita y biotita. A veces casi pura oligoclasa radial. Manto. Oligoclasa en disposición columnar radial con inclusiones de disposición concéntrica. Dos bandas oscuras micáceas, con biotita dispuesta concéntricamente; una interior entre la primera zona y el manto y la otra, exterior, periférica. Estructura de trama y urdimbre. Entre la zona y manto capa delgada biotítica.
	Observaciones	Proporción de orbículas: en afloramiento principal, aproximadamente 60 % en superficie. Fuera del mismo: aisladas o en grupos. La mátrix pegmatítica predomina en el afloramiento principal de orbículas, en el cual se halla una pegmatita granítica visible en una superficie de 1 m ² .

EL AFLORAMIENTO

El afloramiento aparece a ambos lados y en el lecho de una quebradita de rumbo aproximadamente N-S, a unos 500 metros del borde morfológico sur de la Pampa de Los Altos. Los desniveles máximos entre el fondo de la quebrada

y las cuchillas adyacentes son de unos 25 metros. El afloramiento principal (fig. 2; Lám. I y Lám II fig. I), donde se halla el mayor número de orbículas, es de forma alargada en sentido N-S con límites curvos irregulares, con una longitud de 70 metros y un ancho de 20 m aproximadamente. Los contactos son in-

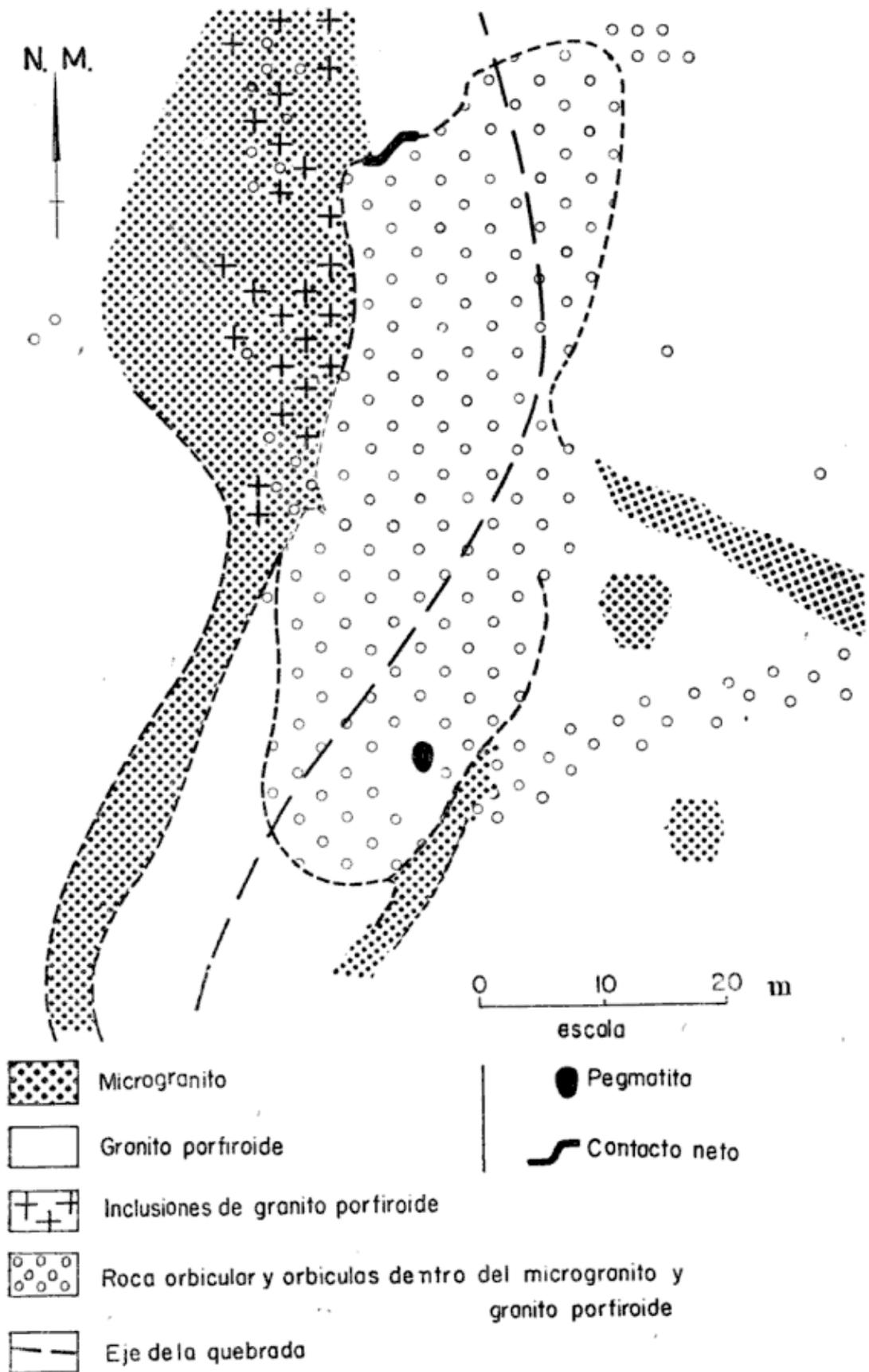


Fig. 2. — Bosquejo geológico del cuerpo de roca orbicular, levantado con plancheta

definidos ya que el pasaje de la roca orbicular a la roca de campo, microgranaosa o porfiroide, es gradual por disminución progresiva de la proporción de orbículas (Lám. III, fig. 5). En un caso solamente se observó un contacto neto en el borde del afloramiento, marcado por una franja feldespática de 2 cm de espesor que limita con la roca granítica porfiroide. Además algunas agrupaciones de orbículas se hallan dispersas en las inmediaciones y aún existen orbículas aisladas en la roca porfiroide (Lám. III, fig. 3) y en la microgranaosa. Inmeditamente al NE del afloramiento principal se halla un área orbicular de alrededor de 1 m² de contactos difusos dentro de la roca granítica porfiroide particularmente rica en micropertita.

ORBÍCULAS

a) Forma y tamaño.

La forma predominante es la de un elipsoide (Lám. II, 2; Lám. III, 2) siendo la superficie más plana paralela a {010} del cristal del núcleo. El achatamiento también es variable, pudiendo faltar superficies más o menos planas, o desarrollarse una solamente en los casos excepcionales de orbículas de forma aproximadamente plano convexa. Superficies cóncavas en las orbículas son raras. El tamaño más común según la mayor dimensión es de alrededor de 10 cm alcanzando valores máximo y mínimos de 25 y de 2 cm, respectivamente.

b) Estructura.

Las orbículas tienen en todos los casos una estructura concéntrica perceptible a simple vista. Se distingue: 1) un núcleo compuesto por un único cristal euhedral de plagioclasa con inclusiones de biotita y leucocráticas; 2) una primera zona leucocrática, cuarzo-feldespática o puramente feldespática con poca biotita y 3) un manto de plagioclasa con inclusiones, limitado

interior, y exteriormente en la superficie de la orbícula, por sendas bandas enriquecidas en pequeñas laminillas de biotita y muscovita, que se reconocen como *bandas oscuras* (fig. 3; Lám. IV, fig. 1).

En general existe una relación entre el tamaño de la orbícula y el cristal del núcleo, cuyas dimensiones alcanzan a los 4 cm normalmente al eje cristalográfico *b*, cuando la longitud de la orbícula es de unos 10 cm. El idiomorfismo del cristal del núcleo es constante, lo mismo que su disposición simétrica con respecto a la orbícula, habiéndose observado solamente un caso en que dicha simetría no existe.

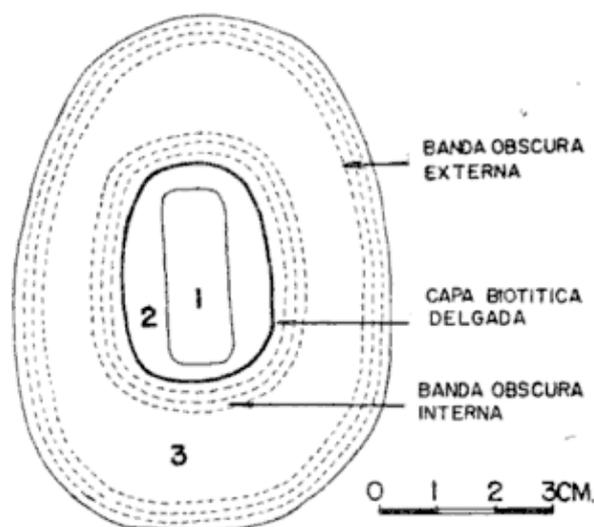


Fig. 3. — Diagrama esquemático indicando la estructura de las orbículas y la nomenclatura adoptada en el texto para denominar sus partes. Comparar con Lám. V: 1, Núcleo; 2, Primera Zona; 3, Manto.

La primera zona se halla rodeando íntegramente el cristal del núcleo (Lám. V) o bien ha crecido preferentemente sobre las caras {010} que representan las de mayor superficie del cristal, esbozándose de ese modo la forma ovoidal que caracteriza la orbícula. El desarrollo de esta 1ª zona tiene capital importancia en la forma y achatamiento de la orbícula, por cuanto significa el pasaje de la forma tabular muy chata del cristal del núcleo a la forma globosa de

la orbícula. Justamente se observa que las orbículas muy achatadas tienen una 1ª zona de espesor uniforme, mientras que el mayor crecimiento sobre el 2º pinacoides aumenta la esfericidad. En el caso de orbículas de forma aproximadamente plano convexa, ésta se debe al desigual desarrollo sobre las caras de $\{010\}$. La 1ª zona en casos excepcionales puede estar reducida a un ligerísimo engrosamiento sobre $\{010\}$, o faltar.

La *banda oscura interior* existe en todas las orbículas. Hay variaciones de aspecto y disposición pero siempre se halla una *capa delgada* biotítica interna que en las orbículas de tamaño medio tiene un espesor de 1 a 1,5 mm, la cual se compone de láminas de biotita prácticamente adosadas. La continuidad de esta capa delgada biotítica suele interrumpirse a la altura de la parte media de las caras $\{010\}$ del cristal del núcleo, pero más frecuentemente sobre la zona cristalográfica $[010]$ (Lám. V, fig. 1). Esta última interrupción o irregularidad es la más importante y constituye un rasgo distintivo de la disposición de dicha capa delgada biotítica y de toda la banda oscura biotítica, porque en las orbículas menos achatadas coincide con la interrupción o adelgazamiento de la 1ª zona. Esta última interrupción de la capa delgada biotítica puede ser completa en todo el tramo normal a $\{010\}$, o bien en parte de él, o ser una continuación difusa más al interior de la orbícula por describir una curvatura hacia adentro, con ángulo a veces muy marcado. Esa capa delgada marca el límite entre la 1ª zona y el manto. En la parte más externa de la 1ª zona existe también un enriquecimiento en láminas de biotita, pero difuso e inconstante. Hacia afuera de la capa delgada la banda oscura se desarrolla con un espesor promedio de alrededor de 7 mm, mediante sucesivos anillos más o menos conspicuos (con láminas de biotita separadas) cuyo espesor y tonalidad oscura decrece hacia la periferia o es alternante. Los úl-

timos anillos son difusos. El espesor de la banda oscura interior es en general menor sobre las caras $[010]$ y se engrosa hacia los ápices, donde describe, a veces con algunas interrupciones, un arco suave y continuo, sin cambios bruscos de curvatura, lo cual se traduce en un mayor espesor y una intensidad biotítica menor al separarse los anillos más externos. La banda oscura interior constituye en general la 4ª parte del espesor del manto, siendo en otros casos más delgada, o bien se extiende difusa por gran parte del manto.

La *banda oscura exterior* existe en todas las orbículas, salvo raras excepciones. El espesor de esta banda es en general menor que el de la interior y carece de la capa delgada marcadamente biotítica. La parte exterior del manto tiene un enriquecimiento en biotita que se acentúa en las proximidades de la banda oscura exterior.

Salvo los casos en que composición y estructura de 1ª zona y manto son similares, la localización de ambas bandas oscuras se halla en discontinuidades mineralógicas, ya que la exterior lo hace entre manto y mátrix. Esta observación coincide con la existencia, en ciertas orbículas, de un delgado reborde biotítico en la superficie del cristal del núcleo.

El *manto* constituye, en promedio, algo más de la mitad del radio de la orbícula y su espesor en la mayoría de los casos es menor en los tramos paralelos a las caras 010 y $0\bar{1}0$ del cristal central. El engrosamiento del manto alrededor de la zona cristalográfica $[010]$ promueve así una mayor chatura de la orbícula por alargamiento en los extremos. Este alargamiento puede faltar; en ese caso la orbícula es más esférica. El manto se compone de columnas o conos irregulares de plagioclasa, en general con inclusiones oscuras y cuarzosas distribuidas al azar o, especialmente las primeras (biotíticas), dispuesta más o menos concéntricamente. La disposición radial de la plagioclasa se observa a

simple vista en las orbículas partidas, por la distinta reflexión de la luz de las gruesas fibras o conos. Esta estructura radial puede interrumpirse netamente en la capa delgada interna de la banda oscura interior, donde los conos concluyen en ápice, siendo entonces absoluta la diferencia entre la 1ª zona y el manto, o bien continuarse y llegar al borde del cristal del núcleo. En este último caso la 1ª zona se diferencia solamente por su disposición interior respecto del anillo biotítico, aunque siempre se distingue cierta estructura granosa que coexiste con la prolongación de la estructura radial típica del manto.

La descripción estructural precedente alude a los caracteres comunes a la mayoría de los orbículas. Algunas excepciones han sido señaladas, pudiendo añadir algo más al respecto. Un núcleo melanocrático, constituido por un paquete de hojuelas de biotita fue hallado solamente en una orbícula, y también en un solo caso se observó un núcleo constituido por dos cristales euhedrales de feldespato. En ambos ejemplos el desarrollo de la 1ª zona, manto y bandas oscuras es del tipo general descripto. También se ha constatado una excepción a la forma curva de la banda oscu-

ra interior. En una orbícula se ha observado que la banda oscura describe un poliedro de caras exactamente paralelas a las caras del cristal central, la 1ª zona tiene un espesor constante y la redondez de la orbícula está determinada por el crecimiento del manto.

Otras particularidades, como desigual desarrollo de las zonas y manto, espesores variables distintos al esquema señalado y algunas formas más o menos onduladas existen excepcionalmente y las fotografías de los afloramientos son suficientemente ilustrativas.

c) Grado de concentración de las orbículas.

La concentración de orbículas es variable, según se trate de las que se hallan fuera del afloramiento principal, o en el mismo, y en relación con el tipo de mátrix. Las fotografías dan la mejor idea de ello, pero se puede añadir los resultados de algunas mediciones. En una superficie muy lisa del afloramiento principal, en el lecho de la quebrada, especialmente apto para un recuento por ser las orbículas de un tamaño mediano, se obtuvieron los siguientes resultados:

Nº de orbículas:

Cuadrado de 0,5 m × 0,5 m:

67 orbículas enteras.

11 orbículas que deben computarse por la mitad por pasar al límite del área medida.

Dimensiones de las secciones de las orbículas:

6 cm promedio eje mayor.

4 cm promedio eje menor.

Mátrix: roca granítica biotítica de grano mediano, que en el centro del cuadrado pasa a facies más pegmatoides y a verdadera pegmatita muy cuarzosa.

Las orbículas se hallan muy próximas y más comúnmente se adosan. La mátrix llega a cubrir espacios de 15 a 40 cm², pero en general estos espacios intersticiales son mucho menores. En todo el cuadrado hay un solo cristal mayor de microclino micropertítico no rodeado de crecimiento orbicular. Los núcleos de las orbículas próximas al mismo son de plagioclase.

Cómputo de la superficie:

Orbículas: 56 % — Mátrix: 44 %.

Este cómputo refleja aproximadamente el grado más común de concentración de orbículas, que suele ser aún mayor.

Las variaciones más importantes tienen lugar en los límites del afloramiento principal donde las orbículas comienzan a aislarse en las rocas microgranosa y porfiroide (Lám. III, fig. 5; Lám. II, fig. 1). Ello se aprecia muy bien en el borde oeste (fig. 2) donde un dique de roca microgranosa que corta al granito porfírico tiene gran espesor, superior a los 2 metros. Dentro de él se hallan orbículas aisladas y en grupos, y verdaderas inclusiones de roca orbicular de tamaño más común entre 0,60 y 1 metro.

Otra apreciación del grado de concentración de orbículas surge del cómputo de un área de algo más de 1 m² que aparece aislada dentro de la roca porfiroide junto al extremo NE del afloramiento principal (fig. 2). Los límites de esta área son difusos por disminución progresiva de la proporción de orbículas en los bordes. En algo más de 1 m² hay 100 orbículas aproximadamente, las cuales tienen una longitud mayor media de 7 cm y por excepción hasta 13 cm. Este cómputo es marcadamente inferior al anterior en número de orbículas, por ser éstas mayores y estar más separadas entre sí. En dicha área las orbículas están separadas por lo común de 1 a 4 cm y algunas se adosan; la mátrix es exactamente igual a la roca granítica porfiroide circundante.

d) *Relaciones entre las orbículas vecinas.* — De lo dicho más arriba surge que las orbículas guardan entre sí una relación de proximidad variable, siendo muy frecuente que se toquen en un punto o en un tramo mayor. Es evidente una independencia del crecimiento que no muestra excepciones ya que en ningún caso se ha visto la reunión de orbículas semidesarrolladas por un crecimiento final que reúna a ambas. Ello acentúa la falsa apariencia de conglomerado con la que se puede describir pintorescamente el afloramiento. La interferencia en el crecimiento es excep-

cional. Debe descartarse en general como evidencia del tal fenómeno la delgadez del manto sobre 010 en orbículas chatas adosadas paralelamente, por cuanto tal delgadez es una característica propia del crecimiento individual de las orbículas. Cuando en cambio son más delgados los tramos del manto en contacto, siendo los lados opuestos más gruesos, puede suponerse una interferencia de crecimiento. Los ejemplos indudables de interferencia excepcionales son ilustrados en la fig. 4. Puede inter-

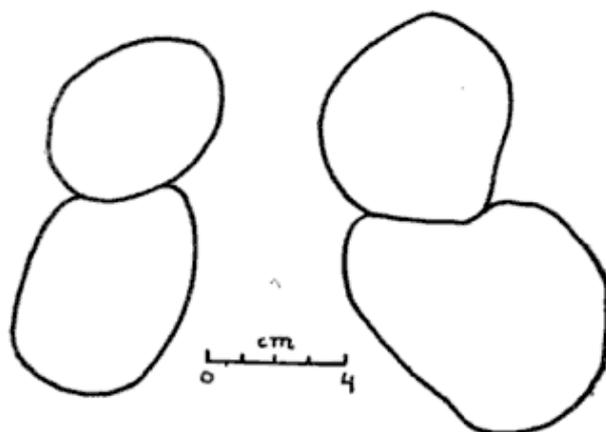


Fig. 4. — Diagrama esquemático que ilustra un caso excepcional de adosamiento de orbículas según formas externas complementarias.

pretarse que la concavidad de las orbículas inferiores de ambos esquemas, (pero sobre todo el de la izquierda) ha sido provocado por impedimento de crecimiento debido a la proximidad de la orbícula superior. Puede descartarse que esa disposición obedezca a casual adosamiento de formas complementarias.

MÁTRIX DE LAS ORBÍCULAS

Los tipos de mátrix son los siguientes: a) Roca pegmatítica granítica de grano variable (Lám. III, figs. 2 y 4). Las variaciones de tamaño de grano suelen observarse en pocos centímetros o bien corresponden a modificaciones irregulares que se registran en varios metros. La variación de grano desde fino a grueso guarda en muchos casos una relación

con la proximidad de las orbículas, como en el caso de pegmatitas con respecto a la roca de caja. En contacto con ellas la mátrix es fina y el grano crece hacia el centro de los espacios interorbiculares (Lám. III, fig. 4); en el centro se desarrollan la estructura gráfica y los librillos de muscovita y biotita. En otros casos el grano grueso rellena todo el espacio entre las orbículas. *La mátrix pegmática aparece como la más característica y propia de la roca orbicular aquí estudiada; su asociación primaria con las orbículas constituye un tipo litológico muy particular y parece ser uno de los hechos fundamentales que pueden contribuir a la interpretación de la génesis.*

b) Roca granítica porfiroide. Esta mátrix es abundante en bordes del afloramiento principal y en los sectores separados del mismo.

c) Roca granítica microgranosa, a veces de grano variable, con aislados fenocristales de micropertita debido a contaminación.

Esta mátrix y la precedente serán descriptas al considerar la roca de campo.

El granito microgranoso y sus variedades texturales inhomogéneas, son mátrix de carácter secundario, debido a la penetración tardía de los diques de microgranito que cortan al granito porfírico y a la roca orbicular.

ROCA DE CAMPO

La descripción de las rocas de campo en las cuales se halla contenida la masa de orbículas es de particular importancia por cuanto muchos de los hallazgos de rocas orbiculares, en distintas partes del mundo, y entre ellos se incluyen casos de singular belleza e importancia, se refieren a fragmentos sueltos, rodados y conglomerados (o a afloramientos cuyas relaciones con la roca de campo no se pudieron establecer). Sin embargo,

por fortuna, la literatura abunda en ejemplos que han permitido establecer relaciones con la roca encajante, como en el caso que aquí se describe, que permiten interpretar la génesis en un acuerdo con el proceso petrogenético general.

La composición litológica del área batolítica, dentro de la cual se halla el cuerpo de la Pampa de los Altos, es bastante homogénea, con predominio casi total de *granito porfiroide*. Esta roca se caracteriza por una estructura porfiroide típica (Lám. III, fig. 1) con elevada proporción de fenocristales de micropertita, en su gran mayoría perfectamente euhedrales, de color blanco, a veces rosado, de longitud y espesor máximos de 5 y 2 cm, respectivamente, casi todos con maclas de Carlsbad visibles a simple vista. La orientación de estos cristales no se ajusta a una norma uniforme, por cuanto se observan zonas donde se hallan orientados al azar y otras donde se registra un cierto paralelismo, a veces muy evidente, que resulta de la disposición de varios cristales en un mismo plano. Se observa así una foliación que no es un rasgo dominante de la estructura pero cuya presencia puede ser significativa en la interpretación del origen de la roca. Estos "fenocristales" son invariablemente de micropertita, habiéndose observado en región tan extensa un solo ejemplo de fenocristales de plagioclasa euhedral, de 24×32 mm *. Los fenocristales de microclino tienen contenido variable de inclusiones oscuras, existiendo muchos prácticamente exentos de ellas.

La mátrix, cuya proporción puede apreciarse en la citada fotografía, es de estructura granosa compuesta por cuarzo, biotita, muscovita, plagioclasa y feldespato potásico. La biotita constituye laminillas aisladas como motas y pequeños paquetes hojosos no mayores

* Entre Villa Bustos y La Cuesta de Huaco.

de 10×3 mm, distribuidos en ocasiones con paralelismo de su dimensión mayor, y a veces agregaciones de forma irregular de $1/2$ cm. La proporción de biotita ha sido estimada en 10 a 6 %, aumentando en aquellos lugares en que quedan restos del esquisto primitivo. Estos son frecuentemente pequeños y de pocos centímetros, sin forma definida y bordes difusos; en otros casos son como lentes alargadas de 1 metro de longitud. En la matriz se destacan algunos cristales mayores de micropertita que no alcanzan el tamaño de los fenocristales. La estructura porfiroide y la gran riqueza en feldespato potásico son los rasgos distintivos de la roca, independientemente de las variaciones locales de detalles de la estructura y de la proporción de minerales.

Una variedad muy notable por la riqueza en “fenocristales” y la naturaleza de la matriz, aparece junto al afloramiento principal de roca orbicular, en el extremo NE. La roca es prácticamente una masa de “fenocristales” de microclino micropertítico, euhedrales, perfectamente maclados (Carlsbad), adosados o separados por pegmatita, que desarrolla estructura gráfica y librillos de biotita y muscovita en los intersticios mayores entre varios cristales. Los “fenocristales” miden unos 4 mm de longitud por 2 cm de espesor. El porcentaje de feldespato potásico es aproximadamente de 90 %. Esta roca (portadora de orbículas) representa un enriquecimiento en feldespato alcalino de la roca porfiroide de campo y constituye una verdadera “facies pegmatítica” de estructura porfiroide (Lám. III, fig. 3).

Penetrando a la roca anterior se ha hallado en distintos lugares una *facies de composición granítica, de estructura granosa fina*, que forma diques de distinto espesor (pocos cm a varios metros). Tiene el aspecto de un microgranito (tamaño del grano, término medio, 1 mm) de color rosado tenue, a veces muy blanquecino, en el cual el

cuarzo es frecuentemente de tono más oscuro que el feldespato. La mica incolora, más abundante que la biotita da a la roca un carácter leucogranítico que no es constante por cuanto las proporciones de ambas micas varían. A veces contiene grandes cristales de microclino micropertítico cuya distribución y concentración es totalmente irregular (grupos, cristales aislados). Estos cristales han sido desprendidos del granito porfiroide.

La fotografía de la lám. IV, fig. 1, muestra un gran fenocristal de micropertita dentro de un dique microgranoso pobre en biotita que conserva sobre las caras del 2º pinacoide un espesor de 1 cm de matriz original. La roca microgranosa que lo contiene aumenta su tamaño de grano y contenido en biotita sobre todo junto al fenocristal incluido.

Además en muchos lugares, y sobre todo en el ensanchamiento del gran dique microgranoso que bordea el afloramiento orbicular en el lado oeste, hay inclusiones de granito porfiroide de hasta 1 metro de diámetro. Las relaciones son, pues, no las de simple penetración por dilatación de fisuras sino las de un “desagregamiento” de la roca de caja propicia para ello por su inequigranularidad.

Las inhomogeneidades estructurales de la roca microgranosa son, pues, fenómenos de mezcla con la roca granítica porfiroide y además, junto al cuerpo de roca orbicular, con ésta y la pegmatita que contiene las orbículas.

En este lugar el microgranito además de incorporar orbículas, varía de grano de manera que se desarrollan nidos de grano grueso, con bordes gradacionales o como bandas que se pierden, de trazado no rectilíneo y espesor inconstante. A veces estas bandas son porfiroides o pegmatoides. Al E del afloramiento el aumento de tamaño de grano del microgranito conduce a una facies de gra-

no mediano que aparece por varios metros cuadrados.

III. DETALLES PETROGRAFICOS Y MINERALOGIA

Caracteres microscópicos de la roca de campo.

a) *Granito porfiroide.* — En la *mátrix* que une los “fenocristales”, el único componente principal con cierto desarrollo subhedral es la plagioclasa; con todo, la estructura es granosa xenomórfica. Cataclasis se manifiesta solamente en el *cuarzo*, que tiene textura fragmentaria en la mayoría de los granos. La distribución de los componentes es al azar, no observándose agrupaciones o bandeamientos, salvo en el *cuarzo*, que se desarrolla en pavimentos de varios granos de relación óptica diversa. Este mineral contiene inclusiones escasas de biotita, muscovita y plagioclasa, otras pulverulentas dispuestas en líneas irregulares, gránulos de óxido férrico birrefringente vinculados a una biotita próxima, inclusiones diminutas fluidas, dispersas y distribuídas en bandas y agujas muy finas de rutilo.

En cuanto a los feldespatos la diversidad de tamaño es importante, notándose que el microclino tiene tendencia a desarrollo mayor, más próximo al tamaño de los “fenocristales”. La *plagioclasa* es subhedral o anhedral, con predominio marcado de maclas de albita, con una zonalidad difusa que se aprecia sobre todo en los bordes, donde se desarrolla un reborde nítido más sódico. El contenido anortítico es variable por existir parches más sódicos (albita) de forma irregular dentro de la plagioclasa normal (oligoclasa básica). Estas áreas son de composición análoga a los rebordes sódicos y a las pertitas de microclino. Se reconoce también un núcleo de forma cuadrática o irregular que a veces cubre más de la mitad del cristal, muy manchado y tur-

bio por la presencia de sericita, material pulverulento opaco y muy poca calcita. Las inclusiones de rutilo son muy comunes en todos los cristales o granos. También existen antipertitas constituídas por glóbulos de microclino maclado.

El *microclino* carece de todo idiomorfismo y se caracteriza por el gran desarrollo de pertitas más o menos análogas a los de los fenocristales y por contener gran cantidad de inclusiones de plagioclasa, cuarzo, muscovita, biotita y muy finas de rutilo. La frescura del microclino contrasta con el enturbamiento (arcilloso) de las pertitas. La plagioclasa que se halla contenida en el microclino adopta las siguientes disposiciones estructurales: 1) Pertitas alargadas con apariencia de filamentos o bandas de trazado y ancho irregular, con maclado de albita paralelo a las maclas similares del microclino; 2) Pertitas más o menos como parches, o de forma irregular, con ensanchamientos paralelos a su maclado, conectadas o no con las primeras; 3) Inclusiones verdaderas de cristales subhedrales o anhedrales de oligoclasa, muchas veces con núcleo turbio y reborde más sódico límpido y 4) Formas de ampollas y vermes próximos, conectados algunos de ellos y de extinción simultánea. Los tres primeros casos, son respectivamente, pertitas e inclusiones verdaderas y el último parece sugerir que se trata de relictos de un mismo cristal de plagioclasa que ha sido reabsorbido casi totalmente; esto parecería comprobarse con la observación de corrosión en los bordes de las inclusiones antes mencionadas.

Los contactos de microclino y cuarzo son irregulares, festoneados, penetrando el cuarzo más fuertemente dentro del microclino como si lo hubiera corroído. Dentro del microclino se hallan granos redondeados de cuarzo, a veces de contornos ondulados, formados probablemente por reemplazo. Un rasgo

notable son las formaciones de reacción que se observan en algunos contactos entre microclino y *muscovita*, consistentes en *symplectita* de muscovita con cuarzo vermicular, que avanza dentro de la muscovita. Este último mineral se encuentra entre los granos de feldespato y de cuarzo, dando la impresión de que ha sido penetrado y corroído por el crecimiento del cuarzo. Muchas de las láminas son totalmente incoloras, pero se observan casos en que los clivajes se hallan oscurecidos por un mineral opaco. Los contactos con la plagioclasa son netos o muestran evidencias de que la muscovita ha sido corroída por la plagioclasa notándose granos de cuarzo en las entrantes de plagioclasa hacia el interior de muscovita. Las relaciones de contacto de la muscovita respectivamente con microclino y plagioclasa son netamente distintas, habiéndose comprobado que algunas láminas de muscovita que en su contacto con plagioclasa tienen relación de corrosión, desarrollan *symplectita* en contacto con microclino. También se han observado casos de inclusiones de muscovita en microclino, las cuales aparecen corroídas o reemplazada por este mineral.

La muscovita contiene inclusiones de biotita, zircón y apatita.

La *biotita* es muy preocroica (castaño oscuro a negruzco), con numerosos halos pleocroicos que en su centro suelen conservar un diminuto cristalito (zircón). Aparece a veces en continuidad cristalina con muscovita, con clivajes paralelos y contactos netos. Algunas láminas están cloritizadas y suele contener inclusiones de apatita. Los únicos minerales accesorios de la roca son: zircón, apatita y rutilo. La observación de varios cortes delgados ha permitido estimar la siguiente *composición de la mátrix*:

Cuarzo	23 %
Feldespato potásico	42 %
Plagioclasa	25 %
Biotita y accesorios	10 %

Estas proporciones representan el término medio, dentro de las variaciones de un área extensa y significan un grado de aproximación al no variar en muchos casos el tamaño de los cristallitos de feldespato potásico, que se acercan al tamaño de los fenocristales.

La *composición de la roca* es, pues, en total granítica muy rica en feldespato potásico y la fracción de grano mediano (o mátrix de los fenocristales), tiene una composición más plagioclásica, pero siempre granítica.

Los *fenocristales* cuya forma y tamaño han sido señalados, son, salvo la única excepción ya citada, de microclino con abundantes *perfitas*. Están perfectamente maclados según el sistema entrecruzado de albita y periclino, en los dos individuos de macla de Carlsbad de cada "fenocristal". Las *perfitas* aparecen en su mayoría en trenes subparalelos de aparentes bandas o filamentos de espesor inconstante, que se bifurcan y anastomosan. En las secciones, los trenes de bandas siguen una dirección transversal al plano de macla de Carlsbad, siendo minoría los que se apartan de esa disposición. Las bandas suelen ensancharse tomando el aspecto de manchas, o adelgazarse en filamentos. La concentración y espesor de estas *perfitas* es uniforme. Otro tipo de *perfitas*, según se observa en las secciones, es maculoso por desarrollo de parches de forma irregular, no conectados con bandas o filamentos. El maclado de las *perfitas* es a veces muy perfecto: son maclas polisintéticas de albita paralelas al segundo pinacoide del cristal de microclino. Contienen en muchos casos pequeños granos de cuarzo siempre redondeados, de sección circular o alargada o semi-vermicular. Estos glóbulos de cuarzo por lo general son más pequeños que el espesor de las *perfitas* y en algunos casos alcanzan a cubrir todo el ancho de las mismas, desarrollándose como vainas. Los granos de cuarzo en muy pocas ocasiones aparecen fuera de las *perfitas*, es

decir, en el microclino, pero siempre con los contornos redondeados.

El microclino contiene inclusiones de plagioclasa. Las inclusiones pequeñas son de apatita, que se halla, sobre todo, junto a biotita, y agujas de rutilo muy delgadas. Las pertitas se interrumpen en el encuentro con una inclusión de plagioclasa, o la rodean, apareciendo entonces como un reborde más sódico alrededor de la misma. La alteración parda pulverulenta común en los feldespatos es variable en cuanto a su intensidad en microclino y pertita, a veces concentrándose en esta última, en un reborde delgado sobre su límite.

b) Roca microgranosa. — Esta roca ha sido estudiada microscópicamente sobre muestras provenientes de los alrededores de afloramiento de orbículas. La roca microgranosa de grano uniforme tiene al microscopio una estructura granosa equigranular xenomórfica (aplítica). Los componentes principales son: cuarzo, microclino, plagioclasa, muscovita y biotita. Los granos de cuarzo y feldespato son en su mayoría redondeados, isodiamétricos, notándose un desarrollo más tubular en la plagioclasa, algunos de cuyos cristales son subhedrales. El cuarzo tiene extinción ondulada o fragmentosa, contiene abundantes inclusiones gaseosas y agujas de rutilo. En la estructura aparece en granos aislados y menos frecuentemente en pavimentos, corroe o reemplaza al microclino, plagioclasa y muscovita, apareciendo también en los cortes delgados como áreas aisladas, de extinción simultánea, en el interior de estos minerales, pero sobre todo en el primero. El microclino presenta siempre sus maclas entrecruzadas características. Por regla general se halla sin alteración alguna. Algunos individuos contienen pertitas alargadas filiformes finas, pero la mayoría son homogéneos. La plagioclasa (albita básica a albita-oligoclasa) tiene una alteración bastante marcada

de aspecto puntiforme, que le da opacidad, junto con formación de laminitas de sericita. Tiene zonalidad leve y en los bordes un crecimiento secundario, delgado, más sódico y más límpido, el cual es menos notable que en la roca porfiroide. En el maclado hay un predominio casi total de maclas de albita. Las aparentes inclusiones de cuarzo, debidas probablemente a reemplazo, son menos frecuentes que en el microclino. Las mirmequitas son muy raras, marginales en plagioclasa y poco características. *Biotita* y *muscovita* forman láminas aisladas; la primera es fresca, muy pleocroica (pardo castaño oscuro), con halos pleocroicos en menor cantidad que en la roca porfiroide, o, alterada con concentración de óxido de hierro que la vuelve opaca. La muscovita suele tener también oscurecimientos en los clivajes.

La roca reúne todos los caracteres de un microgranito aplítico con la siguiente *composición modal*:

Cuarzo	36,5 %
Plagioclasa	17,8 %
Feldespato potásico	42 %
Biotita y muscovita	3,6 %

Variedad inhomogénea

Las variaciones de tamaño de grano que se observan como cambios irregulares, bandeados, o en relación de mezcla con la roca porfiroide gruesa atravesada, se deben sobre todo al mayor desarrollo de los granos de microclino y de cuarzo. La roca adquiere así caracteres estructurales distintos por una mayor inequigranularidad, muy llamativa al microscopio por existir un agregado microgranular, semejante a la roca antes descrita, que rodea a cristales anhedrales de microclino y cuarzo.

Así, pues, la variedad inhomogénea difiere de la roca microgranosa normal por: 1) mayor desarrollo de cuarzo y

microclino; 2) mayor cantidad de mirmequitas (situadas no sobre núcleos de plagioclasa sino en el agregado microgranular, penetrantes en microclino y con buen desarrollo de los vermes cuarzosos; y mirmequitas crecidas sobre plagioclasa tabular incluída en microclino, y 3) presencia de cristales de apatita, y mayor cantidad de biotita más rica en halos pleocroicos. Esto último debe atribuirse a que gran parte de la biotita fue incorporada del granito porfiroide.

En un diquecito de 4 cm de espesor que atraviesa la quebrada aguas abajo del afloramiento de orbículas, con rumbo aproximadamente E-W, cortando la roca granítica porfiroide, se halló una variación en composición dentro de las

facies microgranosa, consistente en un aumento marcado de la proporción de cuarzo, plagioclasa y muscovita, con disminución de microclino y desaparición casi total de la biotita.

MÁTRIX DE LAS ORBÍCULAS

La mátrix microgranosa y porfiroide ya han sido tratadas. En cuanto a la mátrix pegmatítica, la composición, en todos los grados de tamaño de grano, registra variaciones en detalle de la proporción de los minerales principales (cuarzo, microclino con muy delgadas pertitas, plagioclasa, biotita y muscovita). El análisis modal de tres muestras de grano fino a mediano ilustra esas variaciones:

	1	2	3
Cuarzo	30,53 %	27,18 %	24,47 %
Microclino	41,34 %	50,95 %	20,42 %
Plagioclasa	24,15 %	17,67 %	38,80 %
Biotita-muscovita ..	3,38 %	1,66 %	13,24 %
Accesorios	0,52 %	2,38 %	2,93 %

El cuarzo, que en todos los casos ha terminado de cristalizar en último término, cuando aumenta mucho en porcentaje incluye a todos los otros componentes. La plagioclasa es más sódica que en la roca porfiroide, teniendo una composición entre albita y oligoclasa. Las mirmequitas si bien no muy abundantes, son de diferentes tipos, apareciendo como granos independientes escasos, formando crecimientos secundarios de plagioclasa, y como resultado del directo reemplazo de plagioclasa por cuarzo. La apatita suele formar cristales mayores que en las otras rocas. La biotita posee muy numerosos halos pleocloicos. Además hay titanita.

LAS ORBÍCULAS

a) Núcleo:

Salvo las dos excepciones señaladas (núcleo con dos cristales y núcleo biotítico) todas las orbículas observadas tienen un núcleo constituido por un único cristal de plagioclasa (oligoclasa media). En esto se asemeja a las rocas orbiculares de Lintusaari (Finlandia), Willow Creek (Alaska) y Kenashi-Yama (Japón). Como luego se verá, la plagioclasa se ha formado por reemplazo de microclino.

Las maclas polisintéticas (Albita) muy finas se caracterizan por sus extinciones inhomogéneas, con pasajes a ex-

tinción difusa, y por la desigualdad con que se prolongan a lo largo del cristal, soliendo interrumpirse a modo de una imperfecta estructura *chess board*, que da la impresión de un aspecto modeado o cataclástico. Estas maclas suelen continuarse en los extremos del cristal con las maclas de la plagioclasa del manto, haciendo que en algunos casos, cuando en esa porción falta la banda oscura interior, se haga difícil discernir dónde termina el núcleo. La macla de Carlsbad está invariablemente presente. Contiene variable cantidad de inclusiones de biotita con alteración ferruginosa, y halos pleocroicos. Estas laminillas suelen en algunos casos ser muy abundantes, a veces con manifiesta distribución zonal, y en otros faltan por completo (véase Lám. V).

Las inclusiones de plagioclasa, distribuidas al azar, son en su mayoría subhedrales. Otras inclusiones son de muscovita, de forma irregular o aciculares, y en este caso dispuestas paralelamente entre sí en el cuerpo del cristal de plagioclasa. Granos opacos y apatita se hallan en menor cantidad. La alteración de la plagioclasa se reduce a un enturbiamiento por alteración pardusca arcillo-ferruginosa fina.

En todos los casos el cristal del núcleo contiene *crecimientos de cuarzo* (Lám. V, fig. 1; y fig. 5) que adoptan una forma y disposición impropia de las inclusiones verdaderas; otro tanto puede decirse de ciertos parches de microclino. El cuarzo forma crecimientos de contornos curvos subangulosos, redondeados o según formas caprichosas debido a que siguen planos estructurales de la plagioclasa, preferentemente sus maclas, a lo largo de los cuales tiene límites más rectos. Adquiere por esto la plagioclasa una estructura gráfica gruesa, en la cual los crecimientos cuarzosos extinguen simultáneamente por grupos, en forma normal o levemente ondulada. Este cuarzo tiene as-

pecto de haber corroído la plagioclasa, o haber sido segregado de ésta.

El microclino es menos abundante que el cuarzo y no todos los núcleos lo contienen. *Forma a modo de parches* de contornos irregulares, penetrados por la plagioclasa, dispuestos en la zona central del cristal y alargados según 010. Areas aisladas de microclino denotan pertenecer a la misma unidad cristalina, ya que se extinguen simultáneamente. Su maclado entrecruzado es muy nítido, y además, cuando el área de microclino se sitúa en el centro del núcleo, existe macla de ley de Carlsbad, cuyo plano de unión coincide con el de la macla similar de la plagioclasa. Las pertitas de esos parches de microclino son de dos tipos: alargadas normales a dicho plano, y maculosas en cantidad variable más comúnmente cerca del contacto con plagioclasa.

b) *Primera Zona:*

Su desarrollo es variable y su composición, aunque siempre con predominio de plagioclasa, también lo es. A veces no se diferencia del manto, en cuyo caso las columnas o conos radiales de plagioclasa de este último nacen en el núcleo, con escasa interposición de plagioclasa en granos anhedrales a subhedrales y en ocasiones cuarzo; entonces sólo la presencia de la banda oscura interior permite la distinción de la primera zona. En la lámina V, figura 2, se observa esta disposición columnar muy evidente de la primera zona.

En otros casos la primera zona parece como un crecimiento secundario del cristal del núcleo, del cual se diferencia por la mayor limpidez.

Finalmente la primera zona aparece bien distinta como tal cuando tiene estructura granosa, con predominio de plagioclasa en individuos subhedrales, y cuarzo en menor cantidad, anhedral, dispuesto entre los mismos.

La biotita puede faltar en la primera

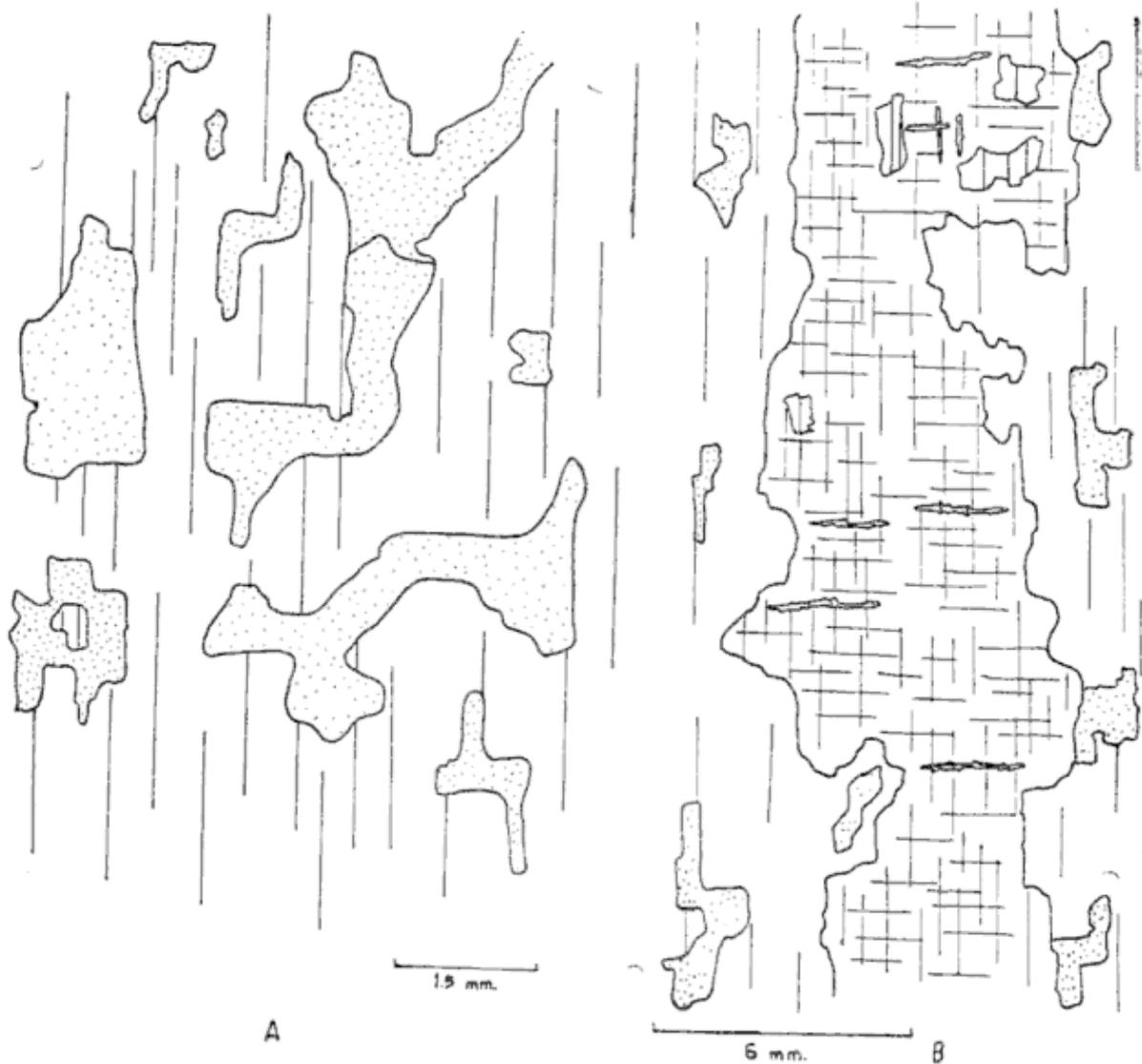


Fig. 5. — Diagramas de detalles microscópicos del cristal del núcleo: A, Crecimientos de cuarzo cuya forma se ajusta a los planos estructurales de la plagioclasa. Crecimientos separados extinguen simultáneamente; B, Relicto de microclino en plagioclasa, alargado según la traza del plano 010 que corresponde al plano de unión de la macla de Carlsbad indicado con líneas de guiones. Se han indicado perthitas elongadas normalmente a $\{010\}$ y reemplazos de plagioclasa en el interior de la sección del relicto. Crecimientos cuarzosos análogos a los del diagrama A se hallan en plagioclasa solamente. Referencias en ambos diagramas: punteado: cuarzo; rectas verticales: plagioclasa siendo las rectas paralelas a 010; rectas entrecruzadas: microclino.

zona, aparecer en láminas distribuidas al azar, en esbozo de anillos o en netos anillos delgados (por lo general no más de dos) del espesor de una laminita. Estos anillos siguen un trazado paralelo, al segundo pinacoide del cristal del núcleo, siendo en su mayoría el plano (001) de la biotita paralelo al mismo. Al acercarse a la terminación de dicha cara se juntan con la banda oscura interior, donde ésta se curva en forma pronunciada. Las láminas de

biotita contienen inclusiones de apatita y poseen halos pleocroicos. Se observan en algunos casos en los anillos intercrecimientos con cuarzo, mostrando ambos minerales extinciones simultáneas de sus partes separadas.

c) El manto y sus bandas oscuras

Son pocas las variaciones del *manto* observadas en distintas orbículas, y sólo se refieren a detalles de la disposi-

ción de las fibras o columnas de plagioclasa, la intensidad de las concentraciones biotíticas y la existencia de agregados granulares de plagioclasa y aún cuarzo.

El manto se caracteriza por la disposición netamente radial de gruesas fibras o columnas de plagioclasa (oligoclasa media, algo más cálcica que en el núcleo), que nacen en el límite del núcleo, dentro de la Primera Zona o en la capa delgada biotítica de la banda oscura interior. Los elementos radiales de plagioclasa se ven en las secciones que pasan por el centro de las orbículas como triángulos alargados mal definidos, de límites algo irregulares, y bandas de parecido espesor en todo el radio del manto (Lám. V, fig. 2). Tienen extinción inhomogénea, ondulosa a cataclástica muy notable, y los límites entre las gruesas fibras son irregulares, denotados a veces por una línea de sutura crenulada, lo cual aumenta el efecto aparente de cataclasis. La irregularidad de la forma de las fibras deja encerrados espacios que aparecen como granos, o bien como fibras más cortas, confinadas a parte del espesor del manto. Esto es una transición entre la estructura radial y la granular. En los cortes no diametrales se va perdiendo la evidencia de la disposición radial, y en las secciones secantes, que resultan normales a las gruesas fibras radiales, éstas aparecen en corte transversal, con contornos irregulares, como formando una estructura granular panallotriomorfa (fig. 6). Se trata en realidad de una estructura columnar radial, con engrosamiento de las columnas hacia el exterior y con interposiciones a modo de relleno. Las maclas polisintéticas finas son menos abundantes que en el núcleo, pudiendo faltar en algunos sectores o partes de columnas, pero ello es irregular. Se disponen paralelas al plano 010 del cristal del núcleo, por lo cual resultan perpendiculares, oblicuas o paralelas a la elongación de las columnas

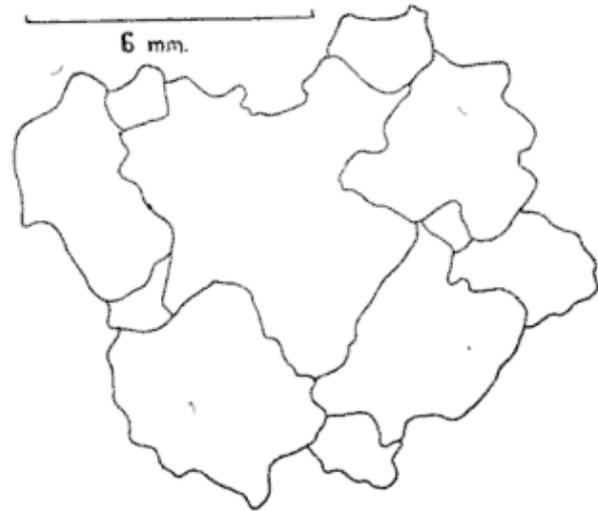


Fig. 6. — Diagrama esquemático de la forma de las columnas de plagioclasa del manto, en sección normal a las mismas. Comparar con fig. 2 de la lámina V donde la sección es paralela a las columnas radiales de plagioclasa.

según de que parte de la orbícula se trate. Menos abundantes son maclas polisintéticas más o menos normales a las anteriores dispuestas según la longitud de las fibras. Dan todas ellas la impresión de maclas de presión, y sin duda el maclado de toda la plagioclasa de la orbícula corresponde a un mismo patrón determinante. La elongación de las fibras es indistintamente positiva o negativa.

Escamas de sericita alargadas como bastoncillos, y muy delgadas, se disponen tangencialmente dentro del manto, mientras que otras no guardan disposición definida. En distintas partes del manto, pero sobre todo en la periferia, se han observado en ciertos casos interposiciones de cuarzo entre las suturas de las fibras de plagioclasa. También se observaron pequeños agregados microgranulares de plagioclasa subhedral y cuarzo. La alteración pulverulenta pardusca de la plagioclasa sigue preferentemente líneas dispuestas en el sentido radial.

La biotita se concentra en las *bandas oscuras exterior e interior*, y particularmente en la capa delgada de esta última. (Lám. V, fig. 1). Fuera de las bandas,

en la parte leucoerática del manto hay láminas dispersas distribuidas al azar y otras que describen anillos de poca intensidad, según una disposición preferentemente tangencial de las laminillas alargadas. Esta disposición es muy marcada en las bandas oscuras. Las láminas de biotita en su gran mayoría se hallan alargadas normalmente a los radios, con sus planos 001 paralelos a la elongación, lo que produce la "esquistosidad" esferoidal de las orbículas. Algunas láminas son alargadas en la dirección radial, pero es frecuente que sus planos 001 muestren la disposición tangencial. Estas láminas o paquetes gruesos yacen más frecuentemente entre líneas de sutura de las columnas o fibras de plagioclasa. La *capa delgada* biotítica puede estar apenas esbozada, o ser una simple o doble concentración de láminas biotíticas perfectamente isorientadas esferoidalmente. Se ha observado en algunos casos dentro de la capa un anillo constituido por un rosario de granitos redondeados de apatita. Este mineral aparece también como inclusión muy abundante dentro de la biotita, que se caracteriza por la elevada cantidad de halos pleocroicos dentro de los cuales suelen conservarse cristallitos de zircón. También se suele hallar, como en el caso de los anillos de la primera zona, intercrecimientos de cuarzo con plagioclasa y biotita, que tienen extinción simultánea en sus partes separadas.

Se observa que en las bandas oscuras hay mayor cantidad de muscovita que en el resto del manto, y si bien predomina el hábito de laminillas muy finas, en disposición tangencial, hay algunas gruesas de disposición diversa, pero en muchos casos con los planos 001 orientados tangencialmente como aquellas.

La disposición esferoidal de las laminillas biotíticas que guarda relación de trama y urdimbre con la plagioclasa columnar es más perfecta y desprovista de ángulos en los anillos o bandas más alejados del núcleo; los que se encuentran

cerca de éste, y sobre todo los anillos biotíticos de la primera zona, siguen un tramo paralelo a las caras 010 del cristal del núcleo, describiendo luego una curva muy pronunciada, en el extremo de la misma, para poder abarcar el tramo de la zona cristalográfica [010], del cristal central.

Las relaciones de contacto entre plagioclasa y biotita son de interposición de laminillas entre las fibras de plagioclasa, o de franca penetración de plagioclasa dentro de la biotita, como si la hubiera reemplazado y corroído, sobre todo, en la dirección radial. Son numerosas estas penetraciones, y que por hacerlo desde ambos lados llegan casi a segmentar las láminas de biotita, o lo han hecho en los casos de láminas separadas que manifiestan pertenecer a la misma unidad cristalina. Las bandas oscuras significan cambios de composición dentro del manto, pero no una interrupción total de su continuidad estructural. Puede decirse que el manto es plagioclásico en todo su espesor pero que donde se hallan las bandas oscuras se suma a este mineral una concentración de biotita con muscovita, apatita y cuarzo, lo que determina una distinta disposición estructural que no oblitera la continuidad de la estructura radial de la plagioclasa. En los casos en que las columnas de plagioclasa nacen en el borde del núcleo, atravesando la primera zona, la *capa delgada* es menos conspicua que en los casos en que las fibras o columnas nacen sobre el borde interno del manto.

d) *Contacto entre mátrix y orbícula.*

El contacto muestra un encastramiento o trabazón entre las terminaciones de las columnas radiales con el agregado granoso de la mátrix. No está pues definido por ninguna línea neta, observándose relaciones recíprocas de penetración entre la plagioclasa radial y microclino y cuarzo de la mátrix. No parece

como si orbículas desprendidas por una superficie lisa (tal como se observa en las orbículas sueltas del afloramiento) hubieran sido envueltas por una masa que hubiera cristalizado luego totalmente como mátrix en forma independiente. Las relaciones de contacto sugieren solamente un cambio en el tipo estructural y mineralógico de la cristalización, sin solución de continuidad definida. El crecimiento radial de plagioclasa suele traspasar la banda oscura exterior, lo que indica que el contacto no es exactamente el de la disyunción esferoidal de la orbícula. El crecimiento radial columnar externo a la banda oscura exterior, suele ser distinto en hábito al normal del manto que se halla más adentro, pudiendo ser más fino.

IV. PETROGENESIS

ORIGEN DEL NÚCLEO

Los núcleos están constituidos por un único cristal de oligoclasa: estos cristales son fenocristales de micropertita de microclino del adyacente granito porfiroide que han sido transformados metasomáticamente en plagioclasa.

Las observaciones petrográficas, mineralógicas y de campo que fundamentan esta opinión son las siguientes:

a) Algunos núcleos contienen relictos de microclino.

El microclino forma parches de contornos redondeados, irregulares, invadidos por plagioclasa, preferentemente alargados paralelamente a la cara 010 del cristal del núcleo. Se sitúan interiormente en el mismo y más comúnmente en el centro.

Este microclino tiene maclas entrecruzadas de albíta y periclino muy nítidas, las primeras paralelas a las maclas similares de la plagioclasa, y, cuando el parche de microclino se halla en la parte central del núcleo de plagioclasa, ambos

minerales se hallan maclados según Carlsbad con planos coincidentes.

Presenta también el microclino pertitas alargadas normalmente a 010 similares a las que tienen los fenocristales del granito porfiroide, y, además de ellas pertitas maculosas de reemplazo.

La coincidencia cristalográfica y la forma se hallan en acuerdo con el carácter relictico de los parches de microclino, y excluyen la posibilidad de que sean inclusiones. La tercera posibilidad o sea el reemplazo potásico en plagioclasa se halla en desacuerdo con la posición interior de las áreas de microclino y con la existencia de pertitas en este último. Esto debido a que si las pertitas son de exsolución (las pertitas alargadas normalmente a 010) es difícil de aceptar que un metasomatismo potásico forme un feldespató alcalino tan inhomogéneo como para que luego se exsuelva; y si las pertitas son de reemplazo (como las áreas pertíticas maculosas) ello indica que el nuevo mineral es la plagioclasa, el cual se ha formado metasomáticamente, carácter que se extiende al resto del cristal del núcleo. Estas pertitas maculosas de reemplazo se sitúan cerca del borde del relicto de microclino y a veces llegan a conectarse con la plagioclasa.

b) Irregularidad de la disposición de maclas en la plagioclasa.

Esto puede ser atribuido a que la plagioclasa se ha formado siguiendo la estructura preexistente del microclino. Aquella tiene extinción inhomogénea y el fino maclado polisintético es discontinuo, recordando a la estructura *chess board*. No es aceptable atribuir este fenómeno a pura cataclasis, por cuanto ésta es muy débil a juzgar por la escasa deformación de los crecimientos de cuarzo que contiene el núcleo.

La conversión de microclino en plagioclasa por metasomatismo atribuible a un derivado pegmatítico rico en sodio

pudo haber coincidido con la desmezcla del primero, la cual produjo sus pertitas exsolutivas. Las ideas de Anderson (1928) y Exner (1949) involucran procesos complejos de exsolución y reemplazo pertitzante de microclino por albita, cuyo resultado final es una plagioclasa con irregularidades en la disposición del maclado comparables a las que presentan los núcleos de las orbículas. Los *glóbulos de cuarzo* que se hallan comúnmente en la plagioclasa del núcleo, de formas curvas, y rectas solamente en los tramos en que se ajustan a los planos estructurales de aquella (fig. 5) parecen como formados por corrosión o segregación. Pueden atribuirse a reemplazo silíceo simultáneo con la formación de la plagioclasa, hallándose en demasiada cantidad como para que puedan ser originados solamente por la segregación del exceso de sílice debido a la incorporación de calcio en la anortita. Explicación esta última que corresponde a la hipótesis de Becke (1908) sobre el origen de las mirmequitas. Pero es indudable que tales crecimientos cuarzosos se vinculan estrechamente al proceso de reemplazo de microclino por oligoclasa. En los relictos de microclino no existen y tampoco los hay en los fenocristales del granito porfiroide.

c) Las relaciones de campo y la comparación con el granito porfiroide.

Coincide con la idea de que microclino ha sido reemplazado por oligoclasa el hecho de que el tamaño y el hábito de los fenocristales de microclino del granito son análogos a los de los núcleos. Además, en el granito no existen fenocristales de plagioclasa.

Esto permite determinar la procedencia de los cristales cubiertos por el crecimiento orbicular, lo cual es de gran valor para la interpretación de la génesis de la roca orbicular y su emplazamiento. Tal origen concuerda con las observaciones en el afloramiento, donde se

impone la impresión de que el crecimiento orbicular se ha desarrollado sobre los fenocristales del granito, ya que en el borde del afloramiento la cantidad de orbículas disminuye progresivamente y dentro del granito hay orbículas dispersas.

Ahora bien, demostrada la existencia del reemplazo de microclino por oligoclasa, queda pendiente la cuestión del momento, dentro del proceso de formación de la roca orbicular, en que ha tenido lugar el metasomatismo. Es más probable que haya ocurrido antes del crecimiento orbicular por cuanto en el núcleo no hay minerales que justifiquen la nueva ubicación del potasio, el cual por lo tanto se ha concentrado en la fase flúida concluyendo por enriquecer en microclino a la mátrix.

Establecido así el origen de los núcleos, cabe aplicar la clasificación de las rocas orbiculares propuestas por Loewinson-Lessing y Vorobjeva (1929) que fue complementada por Eskola (1938). La roca orbicular de La Rioja es allothrausmática en el sentido de que los núcleos son ajenos a la masa en la cual se hallan, pero se acerca al tipo cristallothrausmático en los casos de orbículas situadas dentro del granito porfiroide. De todos modos esta clasificación halla dificultades porque su enfoque genético no siempre es fácil de aplicar, dado que es objetable una distinción neta entre inclusiones ajenas (tipo allothrausmático) y sinmagmáticas (tipos homeothrausmático) en los ambientes graníticos.

LA NATURALEZA DEL CRECIMIENTO
ORBICULAR

El estudio de la variación progresiva de la forma desde el hábito tabular del núcleo hasta la esfericidad de la orbícula, y su vinculación con los detalles estructurales de la primera zona y del manto; y la localización de ciertos minerales en el mismo, constituye la base de la interpretación del crecimiento or-

bicular. Este crecimiento ha involucrado los mismos minerales que se encuentran en la mátrix excepto microclino, siendo el cuarzo de menor abundancia.

Los autores sostienen que el crecimiento sobre un núcleo preexistente ha sido exotrópico, en un medio líquido el cual formó finalmente la mátrix luego de la conclusión del crecimiento orbicular; y que el papel dominante ha sido el de la cristalización de la plagioclasa, siendo el de los otros minerales pasivo y sujeto a las variaciones de la marcha del crecimiento de la plagioclasa.

Esta explicación se halla en acuerdo con los siguientes hechos:

a) Grado de perfección de la estructura radial e influencia de la forma del cristal central o núcleo.

Frecuentemente la primera zona, que es granular o columnar imperfecta, se halla más desarrollada sobre las caras {010} del cristal del núcleo. Ello se explica por la imposibilidad de la adaptación de un crecimiento radial perfecto sobre un poliedro tabular con aristas muy marcadas, y por la precipitación preferente sobre la cara de mayor desarrollo. Así, en adosamiento de las columnas de plagioclasa resulta imperfecto o ausente en la primera zona, habiendo en su lugar una estructura granular, granular radial o un crecimiento secundario del núcleo en continuidad óptica. Parte de esta granularidad sobre {010} puede atribuirse a conservación de mátrix original del granito, tal como sucede en el fino cristal de granito englobado en un dique de microgranito próximo (Lám. IV, fig. 1). La perfección de la estructura columnar-radial, recién se concreta pues luego del ensanchamiento de la forma originalmente tabular por crecimiento de la primera zona, lo que indica que el crecimiento depende de la forma del cuerpo sobre el cual se desarrolla exotrópicamente. En la figura 2 de la lámina V la sección delgada muestra

una estructura columnar-granular irregular en la primera zona.

La influencia de la forma del núcleo se manifiesta más sensiblemente aún en la forma de las capas enriquecidas en biotita, ya que las más interiores describen ángulos pronunciados que se adaptan a la forma del núcleo, mientras que la esfericidad crece hacia la periferia.

Se deduce de esto que el estricto control que la forma del núcleo ejerce sobre la forma de la orbícula, sobre sus capas concéntricas y sobre la perfección de la estructura columnar-radial excluyen la idea de un reemplazo en estado sólido (el cual sería determinado principalmente por las estructuras a reemplazar), y *prueba en cambio que el crecimiento ha sido exotrópico en un medio líquido.*

Esto tiene particular importancia, por cuanto a las explicaciones puramente magmáticas sobre el origen de las rocas orbiculares, se oponen las ideas sobre crecimiento orbicular debido a cristalización concrecionaria por diferenciación metamórfica en roca sólida, tal como lo sugirió Eskola (1938) y lo sostiene Simonen (1940, 1950), y en cierto modo Ishioka (1953), Shimazu (1956) y Goodspeed (1942), las cuales si bien pueden ser valederas para cierto tipo de rocas orbiculares resultan inaplicables en este caso.

Así pues las rocas orbiculares cuyo núcleo es un único cristal (y se incluyen en ellas a las de tipo cristalothrausmático) son por lo expuesto los casos más aptos para examinar la marcha del crecimiento orbicular por cuanto los núcleos de forma variada, tan comunes según la literatura sobre el tema, no permiten seguir el exacto control de la forma del núcleo sobre el ulterior crecimiento de las orbículas.

LA "ESQUISTOSIDAD" ESFEROIDAL

Es producida por la disposición tangencial de las láminas de biotita y mus-

covita. En el predominio del papel de la cristalización radial de las plagioclasa y en la pasividad de la incorporación de láminas de biotita y muscovita ya formadas ha de hallarse la explicación. Esta idea ya fue adelantada por Frosterus en 1896. De lo estimulante de la hipótesis del papel preponderante de la formación de la plagioclasa da idea el hecho de que la misma es parte de esquemas petrogenéticos tan opuestos como el de Sederholm (1928) y Eskola (1938).

Algunas propiedades de la biotita y las relaciones de contacto entre biotita y plagioclasa pueden contribuir a esta interpretación en el caso de la roca orbicular de La Rioja.

Tales relaciones de contacto son de tres tipos:

- 1) La plagioclasa corroe a las láminas de biotita, dispuestas tangencialmente;
- 2) la biotita se dispone en la sutura entre columnas adyacentes de plagioclasa, y
- 3) la biotita se halla incluida en plagioclasa. Esto sugiere que la biotita es de formación previa; si bien no puede descartarse que los períodos de formación de ambos minerales puedan superponerse en parte. Quizá durante el período de crecimiento radial de plagioclasa, la biotita continuó creciendo en el fluido interpuesto entre las orbículas, en adición a las láminas previamente formadas pertenecientes al granito porfiroide desagregado. En este aspecto es muy sugestivo la similar cantidad de halos pleocroicos en la biotita de las orbículas de la mátrix y del granito porfiroide.

La disposición tangencial de la biotita debe atribuirse a sus *peculiares propiedades de forma, con gran superficie en relación al volumen* lo cual favorece su transporte en el medio fluido y su adherencia luego cuando se produce una pausa o disminución de la velocidad de crecimiento de las columnas de plagioclasa. Esta es una explicación mecánica simple apoyada además por otros ejemplos de rocas orbiculares. Ray (1952) expresa que las orbículas de Willow

Creek, que han crecido en una diorita hornblendo-biotítica en proceso de cristalización, han incorporado en mayor cantidad biotita; la explicación se halla en la mayor movilidad, y luego adherencia de la biotita por su hábito laminar.

Naturalmente que este mecanismo de isoorientación no es tan perfecto como para impedir distribución irregular de algunas escamas de biotita o muscovita, o inhibir el aprisionamiento de otras, entre columnas adyacentes de plagioclasa. Incluso se ha observado individuos de biotita alargados radialmente, pero con sus planos 001 tangenciales, tal como lo señala Eskola por ejemplo en los casos de Lintusaari y Kortfors. Esto parecería contradecir el supuesto control hidrodinámico de las láminas de biotita y la importancia de sus propiedades de adherencia, pero resulta que no puede desecharse una originaria disposición de individuos gruesos pero tabulares según la orientación tangencial promedio, que fueron luego corroídos por la plagioclasa dejando una elongación remanente radial.

La estructura denominada "warp and weft" que describe la disposición relativa de plagioclasa y biotita, tan característica en las rocas orbiculares, es pues explicable no solamente como el resultado de una esquistosidad de la biotita ante la presión de cristalización de la plagioclasa, sino también como producida por crecimiento de la plagioclasa en un medio fluido. Carece de valor pues la admisión *a priori* de que la estructura de trama y urdimbre es prueba de la difusión en roca sólida como lo quiere Ishioka (1953, p. 98).

BANDEADO CONCÉNTRICO

La distribución de la biotita en bandas concéntricas es un problema conexo. El "rhythm in the crystallization process" (Sederholm, 1928, p. 64) que esto supone, no significaría otra cosa —dentro del esquema expuesto— que el ritmo

de las posibilidades de incorporación mecánica de la biotita en función de la oportunidad que le ofrecen las variaciones de velocidad del crecimiento de la plagioclasa columnar. Esta explicación simple obvia los problemas que emergen de considerar —en una interpretación magmática— la diferente composición química de las capas de las orbículas como resultado de variaciones importantes en la composición del fluido; y sobre todo interpretar la mayor basicidad de las capas externas melanocráticas como un indicio de basificación del magma, lo cual sería contradictorio con la idea de una cristalización magmática o pegmatítica, y de acuerdo en cambio con el concepto de difusión centrífuga de los componentes básicos como prefiere Simonen (1940).

La dependencia de la incorporación de la biotita respecto del crecimiento de la plagioclasa significa que una cesación de crecimiento o una disminución de su velocidad permitiría la adherencia de partículas sólidas (tal como ocurre con las inclusiones zonales en fenocristales de rocas volcánicas). Al mismo tiempo podrían formarse otros minerales en equilibrio con las nuevas condiciones físico químicas determinantes de aquella interrupción o variación del crecimiento de la plagioclasa.

Esto se hallaría corroborado por la existencia, donde es más abundante la biotita, de anillos o rosarios de cristaltos de apatita y formación de cuarzo en implicación con biotita y plagioclasa granular. Incluso cabe incluir la posibilidad de que se sumase biotita nueva a la ya previamente cristalizada.

Sobre las causas de la variación del crecimiento de la plagioclasa nada puede decirse, pero la formación de apatita llama la atención sobre el posible papel de los volátiles, entre cuyos efectos se halla la disminución de la viscosidad del medio. Vale destacar que Sederholm (1928, p. 60) había atribuido la conclusión del crecimiento orbicular, y por

ello la formación de la mátrix; a la reducción de la viscosidad.

Es de interés también notar que la coincidencia de la concentración de la biotita con discontinuidades estructurales se advierte también en el hecho de que la capa biotítica delgada de la banda oscura interior se desarrolla muy marcadamente cuando media neta distinción entre la primera zona y el manto, en cuyo caso el segundo es de estructura columnar; y que cuando dicha capa delgada en algún sector de alguna orbícula se adelgaza o atenúa, el crecimiento columnar suele ser común, en continuidad a la primera zona y al manto.

Termier y Termier (1956, p. 441) han destacado la importancia de la esfericidad de las orbículas y de la estructura en capas como caracteres difíciles de conciliar con una orbiculación en el estado sólido. El enfoque que aquí se ha reconocido para explicar el crecimiento y sus peculiaridades es acorde en cambio con la idea de una precipitación sobre un núcleo sólido en el seno de un líquido magmático-pegmatítico.

GÉNESIS DE LA ROCA ORBICULAR

La interpretación de la génesis de la roca orbicular implica situar el crecimiento de las orbículas y los fenómenos que dieron lugar a la cristalización de la mátrix, dentro de un proceso petrogenético acorde con las evidencias de campo del cuerpo orbicular, y sus relaciones con el granito porfiroide que es la roca que lo enmarca.

Geológicamente el proceso puede ser visto como la penetración de un magma pegmatítico en el granito porfiroide no aún totalmente consolidado, del cual incorporó los fenocristales de micropertita que fueron metasomatizados y cubiertos por la cristalización orbicular. El cuerpo orbicular es interpretado, así como una pegmatita contaminada cuya cristalización interna fue controlada por el papel

de centros de cristalización que asumieron los fenocristales incorporados, promotores de una diferenciación marcada en su seno. Acorde con ello, y debido a la gran desagregabilidad de la roca granítica en formación, la pegmatita no evolucionó por efecto de caja, el cual sólo se manifiesta en la hibridación. Ello armoniza con el tipo de contactos del cuerpo orbicular, difusos y gradacionales, con disminución progresiva de orbículas en los bordes, y dispersión de orbículas aisladas dentro del granito.

Shibata (1949-1952) ha destacado la idea de que las rocas orbiculares de composición granítica son "always a pegmatite facies". Tal concepto es válido para el caso de La Rioja, y, sin pretender generalizar, los autores ponen énfasis en el papel fundamental de la cristalización de un magma pegmatítico o granítico atenuado en un medio de heterogeneidad físico químico por hibridación, como favorable al desarrollo de los crecimientos orbiculares. Ello en cierto modo significa adherir a las antiguas ideas sobre el carácter híbrido del ambiente de formación de las rocas orbiculares (véase Sederholm, pág. 74) pero sin que implique admitir la existencia o neoformación de un magma de composición especial. Más recientemente, la descripción e interpretación de Goodspeed (1942) de la formación de orbículas en remanentes de esquistos dentro del batolito de Idaho constituye una incuestionable demostración de la importancia del ambiente híbrido en la orbiculación. La idea de la hibridación tampoco implica necesariamente incluir la formación de las rocas orbiculares como parte normal de un proceso de migmatización, cualquiera sean las condiciones físicas en que se realice el mismo. Se advierte la diferencia con los conceptos de Simonen (1950), quien, admitiendo la cristalización esboítica como una diferenciación metamórfica, armoniza con esa idea la existencia de mátrix secundaria migmatítica mediante la admisión

de una migmatización posterior, en las proximidades de cuyo frente tiene lugar el metasomatismo necesario para la cristalización esboítica.

En el caso de La Rioja también hay mátrix secundaria híbrida, pero la generosidad de los afloramientos regionales y locales permite asegurar que ello se debe no a un frente de migmatización vinculado con la formación de orbículas, sino a una fase tardía del magmatismo granítico que dio lugar a la penetración de microgranitos en forma de diques. Estos diques han sido observados regionalmente en más de mil km², sin que se hallaran orbículas en relación con ellos, pese a que son frecuentes los fenómenos de hibridación con el granito (véase lám. IV, fig. 2). Estos fenómenos de hibridación también se produjeron lógicamente, cuando la penetración microgranítica cortó el cuerpo de roca orbicular.

Estas consideraciones hacen recaer, pues, la atención sobre la existencia de un fenómeno localizado en relación con las orbículas, y dicho fenómeno es, de acuerdo a la interpretación de los autores, *la penetración de un derivado pegmatítico (singranítico) en el granito no definitivamente consolidado*. El hecho de que se haya encontrado una orbícula con núcleo compuesto por dos cristales pone de relieve la falta de consolidación del granito porfiroide, y su desagregabilidad cuando la penetración de la pegmatita, dado que su carácter de excepción y la falta de fragmentos de granito dentro de la masa orbicular indican un estado no apto para la fragmentación mayor.

Apoyo para la idea de la intrusión pegmatítica: Las dimensiones del cuerpo de roca orbicular (70 m × 20 m), aproximadamente) son los propios de un cuerpo mediano de pegmatita. Sederholm (1928, pág. 74) llamó la atención sobre las reducidas dimensiones de los cuerpos de rocas orbiculares y por ello la idea de "clouds of magma". Este con-

cepto se ajusta — en lo descriptivo — a la masa orbicular de La Rioja. Sobre todo alude a la falta de contactos netos en los bordes, impropia de intrusiones definidas postgraníticas.

Sederholm, Eskola y Simonen (op. cit.) entre otros, describen e ilustran el carácter pegmatítico de la mátrix de varios ejemplos de rocas orbiculares. Esto refuerza la suposición de que el estado pegmatítico es un activo elemento en la génesis de rocas orbiculares como Ray (1952) y Shibata (1952) lo han ejemplificado. Aún el caso de Buffalo Hump (Goodspeed, 1942), pese a carecer de mátrix pegmatóide entronca con la idea del efecto de un magma granítico atenuado, por la actividad de soluciones metasomatizantes “ricas en cuarzo y feldespato”, si bien el autor (comunicación verbal) desestima las mismas como vinculadas a la actividad de un sistema físico químico describable como pegmatítico.

El componente pegmatítico de la roca orbicular de La Rioja se manifiesta petrográficamente con mucha claridad en la textura y composición de la mátrix primaria (Lám. III, figs. 2 y 4). Esta se ha formado del resto fluído luego de la precipitación de las orbículas, y un residuo final ha formado una verdadera masa pegmatítica de grano muy grueso que aflora por 1 m², aproximadamente, dentro del área orbicular.

Cristalización:

El crecimiento orbicular es el resultado de una evolución peculiar de la cristalización pegmatítica, la causa de la cual debe hallarse en el importante efecto de superficie de los fenocristales del granito incorporados a la pegmatita. La pegmatita no cristalizó bajo la influencia de enfriamiento de las paredes en razón del avance y mezcla progresiva con el granito intruído, sino que lo hizo internamente sobre tales fenocristales convertidos en núcleos luego de ser

reemplazados por oligoclasa. Ese metasomatismo y la composición del manto de las orbículas suponen una alta relación original $Ca + Na/K$. Iniciado el crecimiento orbicular la evolución ha conducido hacia el enriquecimiento del residuo en feldespato potásico y cuarzo, que se concentran en la mátrix, donde el alto contenido de microclino es también debido a la incorporación de feldespato potásico de la mátrix del granito y a la transferencia de K provocada por el metasomatismo de los fenocristales de microperthita.

La observación microscópica del *contacto entre mátrix y orbículas* no muestra una neta superficie de discontinuidad, ya que las columnas de plagioclasa del manto guardan relaciones de penetración recíproca con microclino y cuarzo de la mátrix, sobrepasando a veces a la banda oscura exterior. Se deduce de ello que las orbículas han cristalizado *in situ*, por lo cual no es aceptable la idea de que las orbículas hayan sido separadas por disyunción esferoidal de otra roca e incorporadas a la masa donde efectivamente se encuentran. *Los hechos adicionales que apoyan este criterio son la similitud de halos pleocroicos en biotita de orbículas y mátrix, la secuencia normal del contenido de anortita de la plagioclasa (oligoclasa media y oligoclasa-albita, respectivamente) y, lo que es de mucha importancia, la falta de biotita en la mátrix adyacente a los raros casos de orbículas carentes de banda biotítica externa.* Esta afirmación trae a colación el problema de la causa de la finalización del crecimiento orbicular. La información química indirecta, que se extrae de la composición modal, pone de relieve la posibilidad de la decisiva influencia del aumento de la relación $K/Ca + Na$ y de la mayor cantidad de volátiles, a juzgar por la abundancia de la apatita. En otro orden de ideas, puede apreciarse que el crecimiento columnar del manto de las orbículas exige una ajustada difusión de los iones necesarios

a la plagioclasa en el seno del fluido, y que el aumento de tamaño de las orbículas puede haber llevado por encima de un punto crítico a la relación entre la superficie orbicular y el gradiente de difusión, por lo cual aquélla cesa en su crecimiento. En conexión con esta apreciación vale recordar la similitud de tamaño medio y máximo de las orbículas de distintas localidades mundiales (según la literatura respectiva) y del cuerpo de La Rioja.

Dentro del esquema petrogenético delineado es coincidente el hecho de que las orbículas crecieron como *cuerpos compactos* sólidos según se deduce de la falta de deformación. Además, el período de crecimiento orbicular ha sido común a todas las orbículas a juzgar por la uniformidad estructural que las caracteriza; y el crecimiento se ha realizado independiente sobre cada una de ellas. Las interferencias mutuas de crecimiento no se observan y la única excepción, discutible, podría ser el caso de coincidencia de concavidad y convexidad de orbículas vecinas (fig. 4) o bien el adosamiento de orbículas según el 2º pinacoide del cristal orbicular cuando las porciones de manto en contacto son más delgadas que en el resto de la periferia.

Algunos detalles de los contactos del cuerpo orbicular y los granitos:

Las relaciones con el microgranito son las de intrusión de éste en el granito porfiroide y en la roca orbicular, y las consiguientes mezclas locales. De manera que ellas no se vinculan a la génesis de a roca orbicular.

Los detalles de contacto con el granito porfiroide son en ese sentido de mayor interés, y a disminución progresiva del número de orbículas que se aprecia en los bordes puede seguirse hasta la existencia de orbículas aisladas en el granito. En el extremo NE del afloramiento principal y separadas del

mismo hay alrededor de cien orbículos en 1 m², donde el granito es anormalmente rico en fenocristales de microperfitita, los cuales se hallan unidos por una mátrix de textura pegmatítica. Esto es consistente con la interpretación de que la masa pegmatítica guardó relaciones de mezcla con el granito invadido, y que la influencia llegó más lejos que el borde de la masa orbicular principal. Nada puede decirse de la posibilidad de que estas orbículas, dispersas dentro del granito, hayan sido transportadas mecánicamente hasta allí a favor de su falta de total consolidación, ni tampoco de la posibilidad — una explicación muy simple — de que los grupos de orbículas aisladas sean parte del mismo cuerpo principal, apareciendo separadas por efecto de la erosión.

V. SINTESIS DEL PROCESO PETROGENETICO GENERAL

La formación de la roca orbicular es parte de un proceso petrogenético plutónico que se inicia con la localización del granito porfiroide en el complejo metamórfico de la Sierra de Velazco, y concluye con la actividad granítica final que ha dado lugar a intrusión de microgranitos y pegmatitas. El problema del origen del granito porfiroide, ya esbozado en un trabajo previo (Quartino y Villar Fabre, 1962), es de importancia para coordinar con el mismo el papel de la penetración pegmatítica contaminada que dio lugar a la cristalización del cuerpo de roca orbicular, pero no es crítico a punto tal de que la génesis de la roca orbicular exija la discusión del origen del granito en mayor medida que la interpretación básica que surge de su tipo litológico y sus relaciones de campo con las metamorfitas y migmatitas graníticas. La masa de granito porfiroide es interpretada como el resultado del aflujo progresivo regional de material granítico migmatizante, lo que excluye el problema estructural del

emplazamiento de un plutón, y coincide con la existencia de zonas gradacionales hacia migmatitas graníticas poco foliadas, esquistos inyectados y metamorfitas puras. Internamente es coherente con este rasgo la existencia de relictos de micacita con diverso contenido cuarzo-feldespático en disposición conforme con la foliación ya muy disimulada en el granito, la cual es considerada relicto paleosomático. En síntesis, el proceso petrogenético general se interpreta del modo siguiente:

- 1) Formación del granito porfiroide y las migmatitas asociadas en una región superior a 1.000 km² dentro del complejo metamórfico del Basamento Cristalino de Velasco. La cristalización de los fenocristales de microclino es estimada previa a la consolidación final de la mátrix.
- 2) Penetración (en la Pampa de Los Altos) de una masa reducida de magma pegmatítico granodiorítico, como un derivado pegmatítico sin-granítico, cuando el granito porfiroide no había alcanzado aún la consolidación definitiva.
- 3) Reemplazo calcosódico y γ silíceo? de los fenocristales de microclino incorporados a la masa de pegmatita, la cual avanza y se mezcla progresivamente con el granito porfiroide invadido.
- 4) Cristalización de la masa pegmatítica híbrida, no en los bordes, sino como crecimiento orbicular interno casi puramente oligoclásico sobre los fenocristales reemplazados y convertidos en núcleos; finalmente consolidación de la mátrix por cristalización del residuo final entre los espacios interorbitales, con acumulación en un área reducida (visible en 1 m²) que forma una pegmatita granítica gruesa dentro de la masa orbicular.

- 5) Luego de la consolidación definitiva del granito porfiroide éste es intruído por microgranito. Por incorporación de fragmentos sólidos y su desagregación, el microgranito da facies locales híbridas (sin crecimientos orbitales) en diversas partes del área granítica porfiroide. Donde el microgranito atraviesa el cuerpo orbicular también se produce hibridación, incorporando orbículas que resultan así unidas por una mátrix inhomogénea secundaria desvinculada genéticamente de la cristalización de la roca orbicular.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Agard, D. (1957). *Découverte d'une diorite orbiculaire dans les terrains précambriens de la région de Taïfist (Anti-Atlas)*. — Notes Serv. géol. Maroc, t. VI. (Notes et Mém. n^o 95). (Citado por Grolier, 1961).
- Amstutz, G. C. (1957). *Apuntes sobre el granito orbicular cerca de Huaraz Ancash*. — Bol. Geol. Perú, t. 32, pp. 21-23.
- Anderson, O. (1928). *The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites*. Norsk. Geol. Tids. X, pp. 116-208.
- Eskola, P. (1938). *On the esboitic crystallization of orbicular rocks*. — Jour. Geol. v. 46, pp. 448-485.
- Exner, C. (1949). *Tektonik Felsparausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den ostlichen Hohen Tauern*. — Min. Petr. Mitt., XXX, 1, pp. 197-284.
- Grolier, J. (1961). *Sur le granite orbiculaire de Tisselliline (Hoggar, Sahara Central)*. — Bull. Soc. Géol. France. 7^e Sér., t. III, n^o 2, pp. 174-181.
- Goodspeed, G. (1942). *Orbicular rock from Buffalo Hump*. — Idaho. Amer. Mineralogist, v. 27, pp. 37-47.
- Ishioka, K. (1953). *On orbicular esboite from de Amo mine Central Japan*. — Part II. Jour. Earth Scien. Nagoya Univ. v. 1, n^o 2, pp. 97-106.
- Johannsen, A. (1941). *A descriptive Petrography of the igneous rocks*. Vol. II. Chicago.
- Leveson, D. L. (1959) *Orbicular rocks of the Lonesome Mountain area, Beartooth Mountains and Wyoming*. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, pp. 1637-1638. (Abstract).

- Loewinson-Lessing, F. and Vorobjeva, O. (1929). *Contribution to the knowledge of orbicular structures in igneous rocks.* — Compt. Rend. Acad. Sci, U.R.S.S., pp. 351-356.
- Oba, N. et Ishikawa, H. (1959). *Les roches orbiculaires de Takakawa, péninsule d'Osumi.* — Journ. Jap. An. Miner. Petrol. econ. Geol., vol. 43, n° 2, pp. 98-106 (en japonés, citado por Grolier, 1961).
- Ohta, Y. (1958). *Diorite orbiculaire des blocs glaciaires de Tateyamagaiva, département Toyama.* — Jour Geol. Soc. Japan, vol. 64, n° 758, pp. 618-620 (en japonés, citado por Grolier, 1961).
- Quartino, B. J. y Villar Fabre J. F. (1962). *Observaciones sobre el Precámbrico de la zona oriental de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja.* — Anales Primeras Jornadas Geol. Arg., II, pp. 279-286. Buenos Aires.
- Ray, R. G. (1952). *Orbicular diorite from southern Alaska.* — Ame. Jour Sci., v. 250, pp. 57-70.
- Sederholm, J. (1928). *On orbicular granites, spotted and nodular granites, etc., and the rapakivi texture.* — Bull. Comm. Géol. Finlande, n° 83, pp. 1-105.
- Simonen, A. (1940). *Orbicular Rocks in Kemi-jarvi and Esbo.* — Bull. Comm. Géol. Finlande, n° 126, pp. 107-140.
- (1950). *Three new boulders of orbicular rock in Finland.* — Bull. Comm. Géol. Finlande n° 150, pp. 31-38.
- Shibata, H. (1949/52). *Mineralizations in granite-pegmatites in Japan and Korea.* — Part III. Science Rept. Tokio Bunrika Oaigaku. U.2, Sect. C, pp. 159-206.
- Shimazu, M. (1956). *Orbicular diorite from Akka, Northern Kita Koeni Mountainland.* — Journ. Japanese Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 40, 115-126 (Miner. Abst. v. 15, n° 6, p. 472).
- Teixeira C. y Boto, R. (1959). *Granito orbicular de Lamas de Mouro Melgaco.* — Univ. Lisboa Rev. Fac. Ci., t. 7, pp. 5-12 (citado por Grolier, 1961).
- Termier, H. et Termier J. (1956). *L'évolution de la lithosphère. I: Pétrogénese.* Paris.

Manuscrito recibido en mayo de 1963.

EXPLICACION DE LAS LAMINAS

LAMINA I

Afloramiento principal visto desde la ladera norte de la quebrada. En la parte inferior izquierda de la fotografía puede verse la roca orbicular, cuyo detalle se ilustra en la fig. 1, lám. II.

LAMINA II

Fig. 1.: Detalle del afloramiento de la roca orbicular, donde ésta es cruzada (parte superior de la fotografía) por un dique de microgranito que ha englobado algunas orbículas. Pueden apreciarse las variaciones de tamaño de las orbículas y la falta de orientación de las mismas. Donde no se halla el microgranito, la mátrix es pegmatoide.

Fig. 2: Diversas orbículas mostrando la constancia de su forma redondeada. Estas orbículas se hallan sueltas en la quebrada, por desprendimiento del afloramiento principal. La fotografía ha sido tomada en dirección perpendicular al plano 010 del cristal del núcleo.

LAMINA III

Fig. 1: Granito porfiroide en el cual se halla el cuerpo de la roca orbicular. Este de-

talle ilustra el tipo medio del granito del área de dimensión batolítica que se extiende desde Villa Bustos hasta Aimogasta. Todos los "fenocristales" son de microclino, con inclusiones oscuras de biotita.

Fig. 2: Detalle del afloramiento orbicular. Pueden verse los diversos grados de achatamiento de las orbículas paralelamente a {010} del núcleo, la constancia de la forma de éste, las dos bandas oscuras biotíticas (interna y externa) y el manto. También se aprecia la variabilidad del tamaño de las orbículas. En el centro de la fotografía se observa el molde dejado por desprendimiento de una orbícula de unos 25 cm de diámetro mayor. Se aprecia también la mátrix pegmatoide ilustrada en detalle en la figura 4 de esta lámina.

Fig. 3: Detalle del granito porfiroide junto al extremo NE del afloramiento principal. Se aprecia la elevada proporción de microclino, mayor que en el tipo normal de granito porfiroide, y la disposición de orbículas dentro del mismo. La comparación con la fig. 1 de esta lámina da idea de las diferencias con dicho granito de tipo común. Los cristales de microclino se unen por mátrix pegmatoide.

Fig. 4: Mátrix pegmatoide granítica de la roca orbicular. Sección pulida. Obsérvese cómo aumenta el tamaño del grano desde

el contacto con las orbículas (bordes cóncavos) hacia el interior del espacio interorbicular.

Fig. 5: Contacto indefinido entre la roca de campo (granito porfiroide) y la roca orbicular. Se aprecian algunas orbículas dentro del granito.

LAMINA IV

Fig. 1: Detalle del contacto entre un dique de microgranito y el granito porfiroide. Un fenocristal de microclino micropertítico ha sido englobado, conservando por adherencia sobre el segundo pinacoide parte de la matriz del granito porfiroide. Se aprecia en la fotografía el aumento de tamaño de grano del microgranito en las proximidades del "fenocristal" incorporado, y el aumento de biotita proveniente del granito porfiroide intruido.

Fig. 3: Detalle del contacto entre la roca orbicular y el microgranito tardío que corta el granito porfiroide y a la roca orbicular. Se advierten inclusiones de granito porfiroide dentro del microgranito, el cual, debido a esta hibridación, es inhomogéneo.

LAMINA V

Fig. 1: Sección pulida (en tamaño natural) de la orbícula de la cual se efectuó el corte delgado que ilustra la figura 2 de esta lámina, y cuya descripción se ajusta a esta última ilustración. En este pulido se distingue con mucha claridad el núcleo

idiomorfo con inclusiones de biotita y crecimientos de cuarzo, la primera zona, la banda oscura interior con su capa delgada biotítica interna, el manto y la banda oscura exterior.

Comparar con la figura 3 del texto.

Adviértase también la interrupción de la capa delgada biotítica de la banda oscura interior en la zona cristalográfica [010].

Fig. 2: Corte delgado (tamaño natural) de una orbícula, fotografiado con nicoles cruzados. Comparar con la figura anterior de esta lámina y con la figura 3 del texto.

Se distinguen: 1º el núcleo de oligoclasa con crecimiento de cuarzo (áreas oscuras); 2º la primera zona, que en esta orbícula tiene estructura columnar, con algo de estructura granular, apoyándose las columnas de plagioclasa sobre el borde del núcleo; 3º manto constituido por columnas de plagioclasa que continúan las de la primera zona, con la banda oscura interior rica en biotita con 001 tangencial hacia afuera de la capa delgada biotítica, con igual disposición tangencial. Por último, en la parte externa del manto se ubica la banda oscura exterior, rica en biotita. Esta banda es irregularmente sobrepasada por el crecimiento plagioclasa columnar-radial que engranan con trabazón o encastramiento con la matriz de las orbículas.

Comparar con la fig. 4, lám. III, donde el fino reborde que limita el espacio interorbicular cóncavo es parte de esta trabazón.

QUARTINO Y VILLAR FABRE, *El cuerpo granítico orbicular precámbrico, etc.*

LÁMINA I





Figura 1

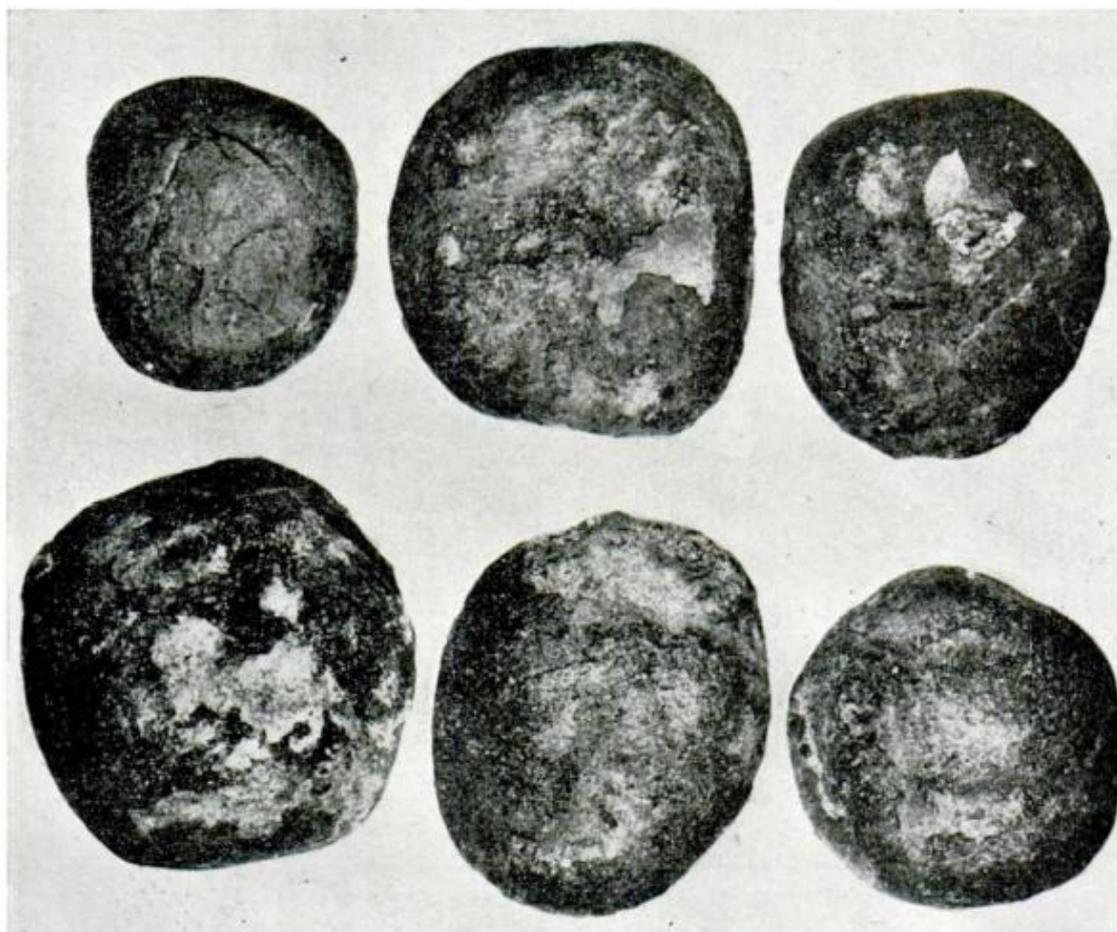


Figura 2



Figura 1

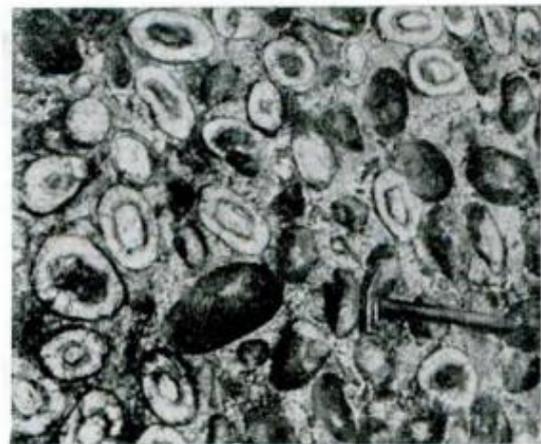


Figura 2



Figura 3



Figura 4



Figura 5

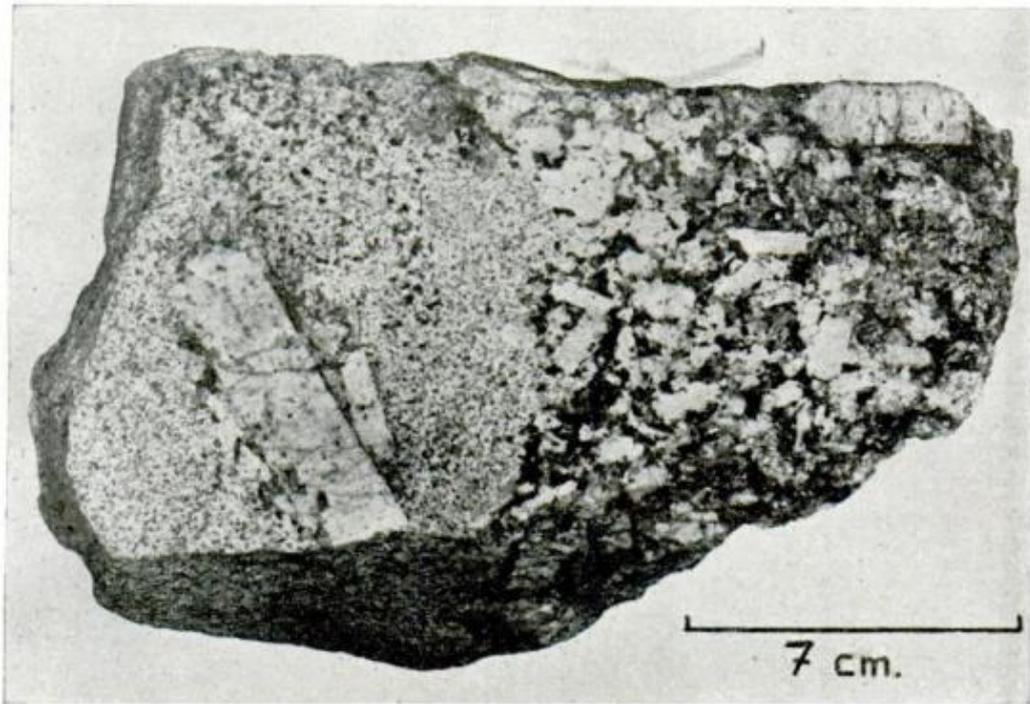


Figura 1



Figura 2

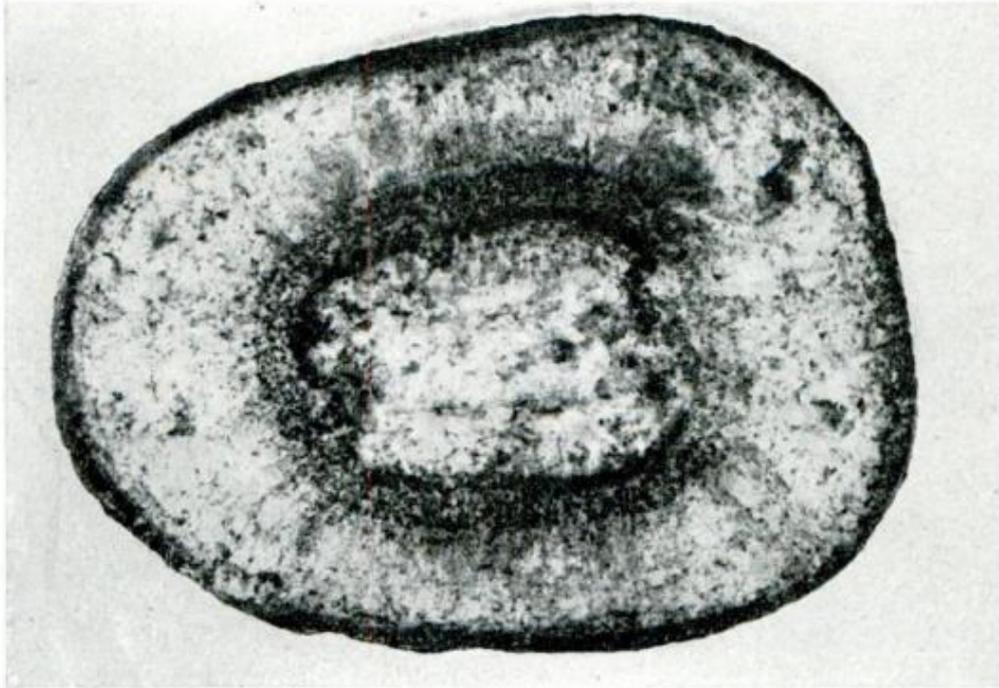


Figura 1

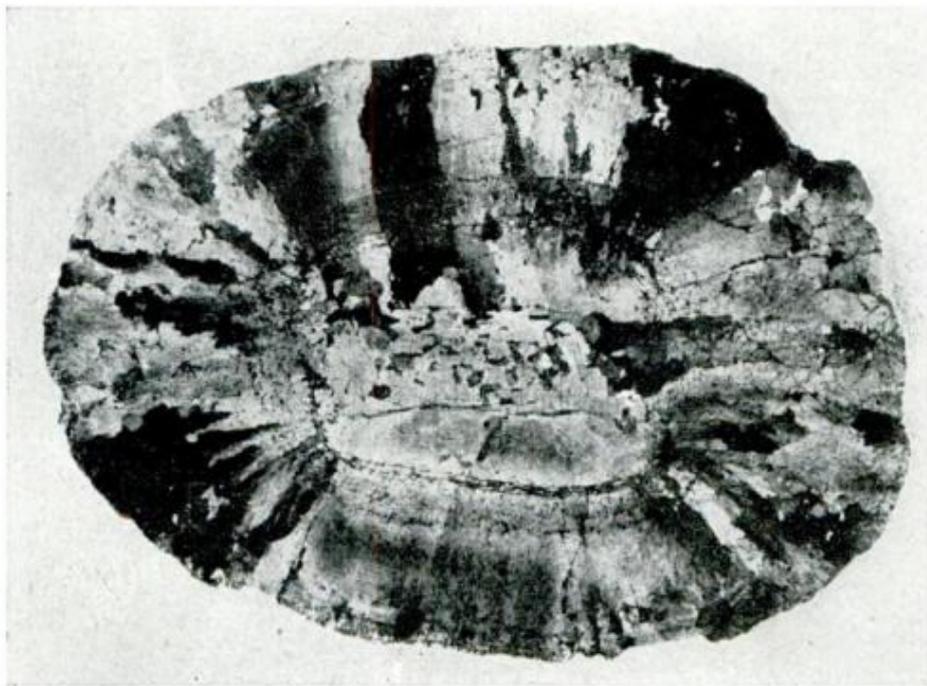


Figura 2