

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

OTTO SCHLAGINTWEIT, Una interesante dislocación en Potrero de Garay (Valle de Calamuchita) y observaciones sobre las sierras <u>Chica y Grande de Córdoba</u>	135
R. V. TEZÓN Y F. GONZÁLEZ BONORINO, Posición geológica y génesis de los depósitos minerales de la hoja 13c (Fiambalá) - Catamarca	155
C. R. VILELA, Nota sobre la estratigrafía del Terciario en el Valle <u>Calchaquí</u>	169
F. PASTORE, Sobre la determinación de las plagioclasas por la medida del ángulo de extinción α' : M, en secciones perpendiculares al eje cristalográfico <u>a</u>	172
M. E. TERUGGI, El material volcánico-piroclástico en la sedimentación <u>Cuaternaria Argentina</u>	184

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

—
1954

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo IX

Julio de 1954

Nº 3

UNA INTERESANTE DISLOCACION EN POTRERO DE GARAY
(VALLE DE CALAMUCHITA)

Y OBSERVACIONES SOBRE LAS SIERRAS CHICA Y GRANDE
DE CORDOBA

POR OTTO SCHLAGINTWEIT

RESUMEN

En la parte norte del Valle de Calamuchita, al pie occidental de la sierra Chica de Córdoba, cerca de la Capilla de Potrero de Garay, una falla inversa sobrepone los esquistos cristalinos de la sierra Chica al pampeano superior. Este sobrescurrimiento, con plano de corrimiento inclinado al NE 30°-40°, está excelentemente expuesto en unos 210 m y es reconocible en una extensión total de dos kilómetros. El lugar se encuentra en un sector de carga tectónica especialmente fuerte, donde la falla marginal de la sierra de más al Sur, penetra el cuerpo de la misma. Su papel de falla marginal pasa a la falla de Garay, por lo menos en un trecho.

Se menciona otro lugar en sierra Chica, El Cuadrado, cerca de La Falda, donde el ascenso moderno de la sierra está documentado por restos de conoides de muy poca edad, sobre la semillanura cumbre de la sierra, en una situación actualmente paradójica. Otra evidencia la dan los dislocados Estratos de los Llanos del valle de Punilla, afectados por la falla marginal del pie occidental de la sierra Chica.

Se describen brevemente los principales rasgos tectónicos de la vertiente oriental de la sierra Grande, en el dominio del valle de Punilla, para hacer resaltar la diferencia entre éste y el valle de Calamuchita, ambos pertenecientes a la misma fosa entre sierra Chica y sierra Grande. En el valle de Punilla la sierra Grande se eleva en tres escalones tectónicos principales, que han fracturado la semillanura original coherente. Contrastando existe en el valle de Calamuchita un solo plano inclinado, entre el pie de la sierra Chica y la alta escarpa del bloque principal de la sierra Grande, coronado por la extensa Pampa de Achala. Como nuevo elemento que falta más al norte, se levanta sobre esta pampa un bloque angosto, el cordón del cerro Champaquí. Quedando aun por determinar en un estudio minucioso si se trata de un bloque puramente tectónico, en forma de cuña o de un "monadnock" afectado por fallas.

La falla de Potrero de Garay no solamente permite fechar una fase (la última) del ascenso de la Sierra Chica (Pampeano Superior, Cuartario) sino que interesa para la resolución del problema aun planteado: ¿tensión o compresión; fallas marginales; normales o inversas en la tafrogénesis de las sierras pampeanas?

This One



78D7-GTN-YGEW

Materia protegida por derechos de autor

La sierra Chica de Córdoba, constituida esencialmente por esquistos cristalinos, precámbricos, es un bloque alargado de rumbo general NS, dividido en dos partes: sierra Chica del norte y sierra Chica del sur. La parte cumbral presenta una semillanura¹, inclinada en la actualidad hacia el Este.

El flanco occidental de la sierra Chica se manifiesta poco tendido, como resultado de una falla [ver diagrama de R. Beder (2), reproducido en el tomo II de la *Geología Argentina* de Windhausen, el plano de W. Gross (7) y los bosquejos de A. Castellanos (4) y de F. Machatscheck (10)]. Prescindiendo de las terminaciones N y S, esta falla se evidencia morfológicamente en toda su extensión por la escarpa con que la sierra cae a los valles de Punilla y Calamuchita, respectivamente².

La falla oeste de la sierra Chica no es única, sino múltiple; trátase de un paquete de fallas paralelas muy cercanas. Se manifiesta no sólo morfológicamente, sino que se evidencia por la intensa fracturación y trituración de las rocas adyacentes (brechas tectónicas y milonitas)³, observables en muchos lugares.

La pendiente oriental de la sierra Chica no presenta un descenso uniforme del bloque inclinado y no está libre de fallas. No me ocupó en el presente trabajo de estas dislocaciones que, en la mayoría de los casos, no son fáciles de reconocer.

Dada la escasez de estratos correlativos es difícil determinar, en las sierras de Córdoba, la edad de los movimientos tectónicos. Podemos decir que hubo varias fases, y que la última, a la cual las sierras deben su actual relieve, es muy moderna. Uno de los lugares más interesantes, al respecto, se encuentra en la parte norte del valle de Calamuchita, en las inmediaciones de la capilla y del casco de la estancia Potrero de Garay (Potrero Tutzer).

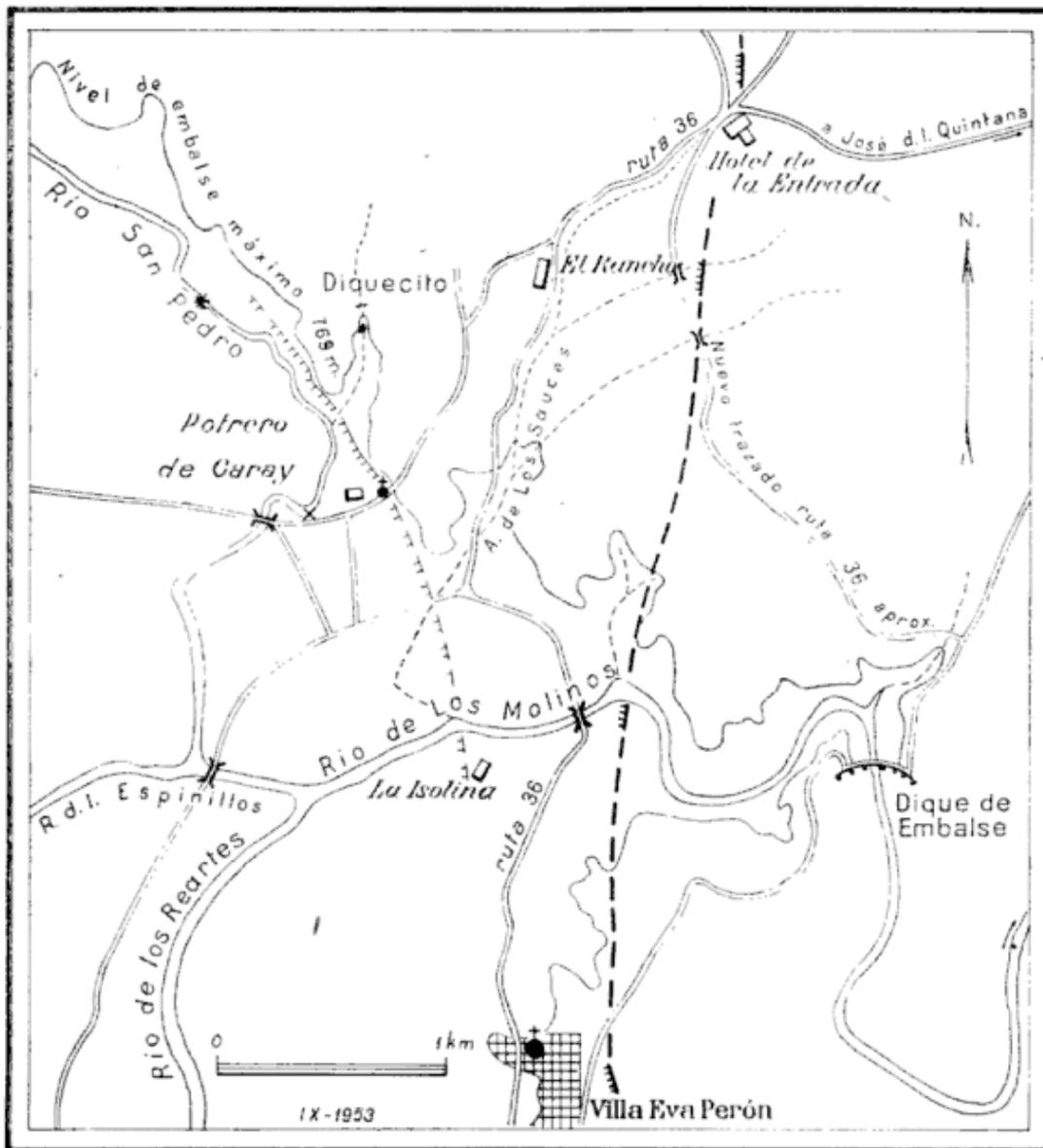
Hace varios años que el doctor Ramón R. de la Vega llamó la atención sobre este lugar. El reconoció el carácter y la significación de la dislocación observable. La menciona al margen en su trabajo

¹ Evito las palabras peniplanicie y penillanura porque la traducción literal del "peneplain" de Davis implica un determinado concepto.

² Llamo valle de Calamuchita a toda la depresión tectónica, longitudinal, entre la sierra Chica y la sierra Grande, al sur del cordón de Santiago, siendo la continuación hacia el sur del valle de Punilla. Las dos están separadas por el umbral transversal de dicho cordón, que por un trecho forma la divisoria entre el río Primero y el río Segundo.

³ Siguiendo lo acostumbrado por otros autores, uso el término milonita en su sentido etimológico que significa roca "molida", si bien el primero que usó este término (Lapworth) entendió por milonita un producto de molienda tectónica de diferentes componentes de rocas.

de tesis (5). Tratándose de un estudio inédito, trataré de salvar del olvido la dislocación de Potrero de Tutzer, lo que es tanto más necesario como que, dentro de algún tiempo, los interesantes aflora-



1: [Symbol] 2: [Symbol] 3: * 4: X

Fig. 1. — Bosquejo con la ubicación de la falla de Potrero de Garay y de la falla principal de la Sierra Chica: 1, falla de Potrero de Garay; separa Pampeano superior en el SW, de esquistos cristalinos en el NE; 2, Falla principal de la Sierra Chica, corre en esquistos cristalinos; 3, lugar del hallazgo de una placa de probablemente *Daedicurus*, por F. A. Leonardi; 4, lugar del hallazgo de *Daedicurus* e *Hippidium*, por A. Castellanos.

mientos desaparecerán debajo de las aguas del lago de embalse de Los Molinos.

Cerca del Potrero de Garay desemboca el río San Pedro en el río de los Espinillos, el que, a unos 500 metros aguas abajo, confluye al río de los Reartes, formando el río de los Molinos, tributario del

río Segundo. El río San Pedro tiene en su orilla izquierda, a 1.5 km de su desembocadura, una primera barranca constituida por "Pampeano", inmediatamente debajo del casco de la estancia. Es el lugar de los perfiles 1 y 2 de A. Castellanos (3) (fig. 2)¹. Esta barranca termina en el NW en un vallecito proveniente de la izquierda², para aparecer en seguida de nuevo como una segunda barranca, constituida también por Pampeano superior. Mientras que la primera barranca está cubierta por acarreo moderno, se sobreponen al Pampeano de la segunda barranca, esquistos cristalinos de la sierra Chica, constituyendo toda la parte superior del faldeo (fig. 2 y fotos), el límite entre el Pampeano y los esquistos es un neto contacto tectónico, el que se visualiza desde el Vallecito, sin interrupción, en un trecho de 210 metros, en dirección NW 330°. En los últimos 50 me-

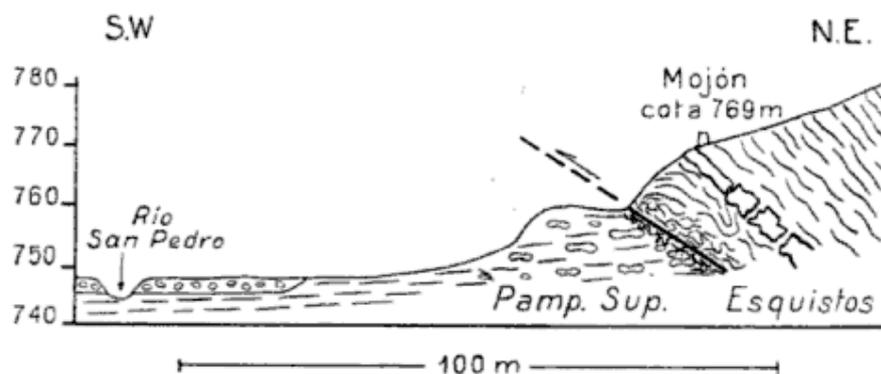


Fig. 2. — Perfil a través de la falla de Potrero de Garay

tros, detrás de una zanja honda, el Pampeano no forma más barranca; sin embargo, el contacto con los esquistos sobrepuestos es bien visible. Luego desaparece el Pampeano bajo escombros de faldeo, para reaparecer detrás de un claro de 60 metros, en forma de un afloramiento aislado. A una distancia de 320 metros, siempre en la misma dirección general NW, puede verse en una corta zanja un afloramiento de rocas del basamento muy trituradas, indicando que por ese lugar pasa la falla. No es visible en ese punto el contacto con el Pampeano, pero éste aflora, abajo, en el lecho del cercano río. En total resulta evidenciada la falla en un trecho de 590 metros, contados desde el punto de salida, en el Vallecito.

El Pampeano es visible desde el pie de nuestra barranca, en el mismo lecho del río, debajo del agua, en forma aislada, hasta el punto señalado en el bosquejo de la figura 1 con un asterisco; allá

¹ La leyenda dice "margen derecha" del río, un *lapsus calami*, como se desprende del texto.

² (Con un pequeño dique aguas arriba; lo llamaré a continuación "el vallecito").

sale fuera del agua por un trecho de 50 metros, con espesor visible de 1,50 metros, siempre cubierto por ripio de terraza. El estudiante Pedro A. Leonardi extrajo en el lugar una placa aun no determinada, que perteneció probablemente a un *Daedicurus*, en un banco cubierto por el agua.

En todo el trecho, entre el vallecito mencionado y un poco más allá de la zanja honda, se ve claramente que el plano de contacto entre el Pampeano y los esquistos cristalinos se inclina hacia el E. hacia la sierra. En muchos puntos del contacto se puede medir perfectamente bien la inclinación del plano de falla, la que varía entre 30° y 40°, siendo en el punto más al NW de 45°. El lugar más impresionante se encuentra en una corta zanja, paralela al Vallecito y a poca distancia de éste. Allí se han formado dos pequeñas semi-cuevas con techo sobresaliente, en el contacto del Pampeano con los esquistos (véase la fig. 4). Una falla transversal, de 1,25 metros de rechazo, cruza el contacto y desplaza la parte sudoriental hacia arriba.

Otro punto digno de mención se encuentra más al NW, en donde la abrupta barranca del Pampeano desaparece. El faldeo está surcado por la mencionada zanja honda, la que surca los esquistos y el Pampeano subyacente. En el límite hay un pequeño salto. El plano de la falla inversa es perfectamente visible. La zanja está labrada en una ondulación de la falda. La forma como aflora el contacto entre Pampeano y esquistos es la forma típica para el afloramiento de un plano inclinado contra la pendiente topográfica en terreno accidentado.

A lo largo de todo el trecho hasta ahora mencionado, el carácter inverso de la falla es evidente. En las paredes de la barranca se nota, en posición subhorizontal, el Pampeano, tectónicamente afectado, pero solamente cerca del contacto. Llama la atención que los esquistos sobrepuestos estén tectónicamente afectados en mayor grado. Aplastamiento y trituración, brechas tectónicas, fracturación de filones de pegmatitas y de cuarzo, esquistización de filones o mantos de rocas básicas, y muchas vetitas de calcita, todos éstos, fenómenos característicos a lo largo de planos de fallas, que son observables en este caso en el faldeo, hasta muy arriba. Estando los esquistos mucho más afectados que el Pampeano, es evidente que ellos ya han sufrido serias compresiones tectónicas antes de haber sido empujados sobre éste. La inclinación de los esquistos es constante hacia el NE en todo el faldeo ¹.

¹ La interesante y trascendente falla de Potrero de Garay desaparecerá dentro de poco debajo del nivel máximo del futuro lago de embalse; por tal motivo cito los

Al sudeste del Vallecito la falla de Potrero de Garay sigue con rumbo SE. En el Vallecito es bien visible en la orilla derecha. Al otro lado de él, el límite entre Pampeano y esquistos es reconocible hasta cerca de la capilla, aunque no está tan bien expuesto como en el N. Más allá es posible trazar, aproximadamente, la falla hasta el río de los Molinos. Está marcada por un bordo formado por los esquistos. Resulta así la falla claramente evidenciada en casi un kilómetro, siendo indudable su extensión en otro kilómetro más, hasta el río de los Molinos.

Al sur del río de los Molinos, un bordo de poca altura, de esquistos cristalinos, puede ser interpretado como continuación del labio superior de la falla. Esta falla tuerce hacia el S y desaparece pronto bajo cubiertas cuartarias. No puede decirse si muere allí o si converge con la falla principal de la sierra Chica.

El Pampeano de las barrancas del río San Pedro pertenece a un relleno de mayor extensión en el valle del río de los Reartes. No es muy potente. El antiguo Basamento aflora en varios lugares (Castellanos, 3 y 4). En el río San Pedro el Pampeano es visible, en el lecho del río, hasta el lugar del nuevo hallazgo de una placa de *Daeidicurus*. Sigue todavía un largo trecho más arriba; recién en las cercanías de los balnearios de Ciudad de América aparece el Basamento.

Al sur del río de los Molinos, el Pampeano se acerca mucho, en parte, a la falda de la sierra, pero en ningún lugar es visible un contacto. Modernos conos de deyección, escombros de faldeo, etcétera, cubren no solamente la posible continuación de la falla del Potrero de Garay, sino también, casi en todas partes, la falla principal, marginal de la sierra Chica. Esta corre más al E que la de Garay. (Véase fig. 1.)

Entre los lugares donde la faja de la falla principal está expuesta, se destaca actualmente la pared de la excavación para el tanque subterráneo de agua de Villa Eva Perón. Sobre esquistos amasados, arrugados y fallados de la parte inferior de la pared yace un paquete de esquistos más tranquilos, separados de los de abajo por un plano liso, de corrimiento tectónico, que se inclina hacia el ENE con sólo 15°. En el contacto hay arcilla de falla. Es un neto sobreescurreamiento. Es difícil decir si tiene más importancia que la local. Catorce kilómetros más al S, un kilómetro al sur de la Estación de Servicio de Y. P. F. de Villa General Belgrano, canteras inmediata-

colegas con los cuales he visitado el lugar: C. Báez, O. Bracaccini, G. Carafí, R. de la Vega, F. González Bonorino, W. Gross, J. Keidel, J. Olsacher, M. Pensa, W. Sander, todos los cuales se mostraron muy interesados en el fenómeno tectónico por la nitidez e indiscutibilidad del carácter de la dislocación.



Fig. 3. — El primer escalón con la barranca en la sombra está constituido por Pampeano superior. Encima de éste yacen los esquistos cristalinos de la Sierra Chica. El contacto está marcado por la línea de sombra que produce el escalón superior. Abajo el Río San Pedro. Vista tomada en dirección NW.



Fig. 1. — Detalle del sobreescorrimiento en la semi-cueva mencionada en el texto. El techo oscuro, sobresaliente, está formado por esquistos cristalinos; abajo el Pampeano superior. El plano de corrimiento se inclina a! NE, con 30°.

mente al este de la Ruta 36 permiten formarse una idea de la intensa fracturación y trituración en la faja de la falla marginal de la sierra Chica.

Al norte del río de los Molinos, en el puente sobre el primer arroyo cruzado por el nuevo trazado de la Ruta 36, a 600 metros al sur de la horqueta de los caminos, los trabajos viales hicieron visible una fuerte trituración de la roca. Hacia el sur la ruta sigue por un trecho en esquistos muy dislocados. Una faja ancha de roca triturada, antes muy bien expuesta sobre la Ruta 36 a unos 150 m al norte del empalme mencionado, en la actualidad bastante borrado por nivelado, es otra evidencia.

La existencia de una falla queda indicada aquí, además, por una vertiente de agua en la misma horqueta de los dos caminos, la que desaparece en años secos. La presencia de agua a poca profundidad está indicada por un gran número de sauces. En la excavación para la pileta de la fuente de la Hostería de la Entrada encontraron mucha arcilla "plástica" de color rojo vivo; arcilla de falla, como es de suponer.

Queda fuera de duda que con los dos últimos afloramientos mencionados, de rocas trituradas, nos encontramos en la continuación de la dislocación que proviene del tanque de Villa Eva Perón. En el trecho intermedio hay poca pero suficiente evidencia para demostrar la existencia de la falla en la orilla sur del río de los Molinos. Rocas trituradas en cortes del camino de acceso a las obras del dique de embalse y rasgos topogáficos tales como la zanja en la orilla sur y el valle izquierdo, que inmediatamente debajo del viejo puente baja al río; además pequeñas vertientes, tanto al sur como al norte del río.

De lo expuesto se desprende que la que más al sur es falla marginal de la sierra Chica, entra al mismo cuerpo de la sierra más o menos desde el Río de los Molinos. El paso de la falla ha causado una depresión topográfica, un portezuelo, aprovechado en la Ruta 36 para cruzar la sierra. La altura del portezuelo es aproximadamente 800 m s. n. m. En el norte y en el sur la sierra se eleva en poca distancia, a 1000 m. y aun más. Es un caso similar al del portezuelo de San Roque (Quebrada Honda), depresión tectónica que separa la sierra Chica del sur de la del norte (véase Gross 7 y 8). Existen más casos análogos en las sierras de Córdoba.

Aproximadamente desde el lugar donde la falla principal de la sierra Chica entra en el cuerpo de la sierra, su papel de falla marginal pasa a la dislocación de P. de Garay, por lo menos en un trecho. Llama la atención que simultáneamente el borde topográfico de la sierra, que en el sur del río de los Molinos tiene rumbo casi exacta-

mente NS, hace un leve codo al norte del río, dirigiéndose hacia el NNW.

La falla inversa de Potrero de Garay puede ser solamente un fenómeno local, de poca extensión longitudinal, debido a una fuerte carga tectónica en este sector. Los nuevos caminos abiertos en Ciudad de América han puesto al descubierto un gran número de fallas. Los detalles tendrán que ser estudiados.

El sobreescurrecimiento de Potrero de Garay puede ser interpretado como un movimiento de compensación bajo fuerte presión. Eso no implica que también la falla principal de la sierra Chica tenga carácter inverso. Pero lo que se observa en la pared posterior del tanque de Villa Eva Perón habla, naturalmente, en favor de una falla de este tipo, probablemente para toda la extensión de la falla marginal de la sierra Chica.



Fig. 5. — Perfil esquematizado para demostrar la situación de la falla de Potrero Garay con referencia a la falla principal de la sierra Chica

En lo que concierne a *la edad del sobreescurrecimiento de Potrero de Garay*, cabe decir que éste es *más moderno que el Ensenadense*, que aflora en el lecho del río San Pedro como capa más inferior, visible desde la última barranca. A. Castellanos (3) encontró allí una placa de *Daedicurus*, y en una capa sobrepuesta, un fragmento mandibular de *Hippidium*. Encima del Ensenadense sigue, en la misma barranca, un complejo de unos 16 metros de Pampeano superior, "Postpampeano", hasta Platense, según A. Castellanos (3). Resulta un poco difícil establecer qué bancos de las subdivisiones de Castellanos están en contacto con los esquistos cristalinos en nuestra barranca. Según mi criterio, la dislocación tiene que ser Postbelgranense o aun más moderna.

Tenemos en Potrero de Garay una comprobación más de movimientos tafrogénicos cuartarios, un nuevo aporte a las muchas observaciones que en los últimos decenios han sido hechas sobre movimientos muy modernos.

Existe en la sierra Chica *otro lugar* donde dislocaciones de considerable rechazo en la época cuartaria se manifiestan claramente. En

la latitud de La Falda, en el lugar denominado *El Cuadrado*, se encuentra, en la parte cumbral de la sierra Chica del Norte, un cuerpo de depósitos de acarreo con características de conos de deyección. Por su aspecto son muy modernos. Sus componentes son de procedencia local, esquistos cristalinos, bastante angulosos. Entre el material principalmente grueso hay delgadas intercalaciones de arena y arena arcillosa. Este complejo tiene una extensión NW-SE de unos dos kilómetros, un ancho variable de más de un kilómetro y un espesor de unos 50 metros. Lo corta el camino de La Falda a Río Ceбалlos. Está señalado en el mapa de Gross (7).

La semillanura cumbral de la sierra Chica, sobre la cual yacen estos conoides, está inclinada hacia E por el vuelco del bloque de la sierra. No es una planicie perfecta, sino ondulada, con altos y bajos de pendientes muy suaves, valles anchos y chatos. Está surcada por una erosión juvenil, consecuencia del rejuvenecimiento de un viejo sistema causado por el levantamiento y vuelco del bloque. Los hondos y angostos valles juveniles entallados en la semillanura contrastan con los viejos valles. Más llamativo aun resulta el contraste con las quebradas que surcan la empinada falda occidental de la sierra. Esta escarpa es el efecto del desgaste regresivo de la pared de la falla. La llanura cumbral de la sierra termina bruscamente en el oeste. Un paseo a lo largo del borde, por ejemplo, desde Pan de Azúcar hasta la latitud de Biolet Massé, es muy instructivo. Para más detalles remito al lector a Gross (7 y 8).

Al lado del camino hay un lugar en donde se ve qué partes distales de esta formación de pie de monte han sido volcadas a uno de los antiguos valles.

Estos depósitos de El Cuadrado, yacimiento único sobre la sierra Chica, se encuentran en la actualidad en una situación completamente paradójica. Deben haber sido depositados cuando la semillanura cumbral de la sierra Chica aun no había sido levantada por el último fuerte ascenso. La diferencia de altura entre el pie de la escarpa y la base de los depósitos de El Cuadrado es de unos 400 metros. Dejo abierta la cuestión de si estos remanentes, arriba en la sierra, pueden ser correlacionados con los grandes conos de deyección de la parte baja del valle de Punilla, en particular con los del norte de La Falda.

De cualquier manera, la situación de los depósitos de El Cuadrado y los rasgos morfológicos documentan que *el último y fuerte ascenso de la sierra Chica es sumamente moderno*.

Al margen de su estudio sobre la sierra de los Llanos, B. V. Freyberg ha hecho una buena descripción de la llanura cumbral de

la sierra Chica, de los valles juveniles entallados en ella, de la abrupta caída hacia el valle de Punilla, etc. (6). Ha observado los depósitos de El Cuadrado y ha interpretado el significado de su rara situación. Su confusión en otros sedimentos más antiguos sobre la sierra se explica por la brevedad de su observación. Más tarde, Gross (7 y 8) ha tratado las cosas con mucho esmero.

Quiero abordar otra circunstancia más que nos permitirá fechar movimientos tectónicos de la sierra Chica. En su pie occidental se extiende, en el valle de Punilla, desde Biale Massé hacia el N, una franja de afloramientos aislados de *Estratos de los Llanos*, interrumpidos solamente por cubiertas cuartarias. Son conglomerados brechosos, areniscas no muy consolidadas, más o menos arcillosas, arcillas, margas, areniscas calcáreas y bancos calcáreos. Estos constituyen un horizonte muy característico de variado espesor; hay bancos bastante puros, como en Biale Massé. Los colores predominantes de las areniscas, arcillas, etc., varían del rojo al bermejo y castaño; las hay también grises y verdosas. En las areniscas de grano no demasiado grueso pueden abundar agallas de arcillas que se destacan por sus tonos más oscuros. Concreciones de ópalo son raras, siendo más frecuentes en la quebrada de Ochoa, al norte de Capilla del Monte. En la región clásica de los Estratos de los Llanos (La Rioja), las concreciones de ópalo están también muy irregularmente distribuidas. No han sido encontrados fósiles en el complejo descrito, en el valle de Punilla, pero por su semejanza con los Estratos de los Llanos de La Rioja, no cabe duda que se trata de los mismos, perteneciendo por lo tanto, según la actual opinión general, al Mioceno superior.

Los componentes de las brechas y areniscas, como también los aislados trocitos en los calcáreos, son bastante angulosos, demostrando arrastre corto. Son, en su gran mayoría, trozos de granito y pegmatita, cuarzo y feldespato. Proviene del cercano granito de la sierra Grande, en el O; trozos de esquistos de la sierra Chica son muy escasos, a pesar de que la franja de los Estratos de los Llanos, en el valle de Punilla, se encuentra en el mismo pie de la sierra Chica. En pleno contraste, todos los depósitos cuartarios que han sido acarreados desde la sierra Chica están compuestos esencialmente por trozos de esquistos. Esta diferencia es notable, por ejemplo, en Biale Massé y permite individualizar por una parte los Estratos de los Llanos, y por otra, los grandes conos de deyección cortados en altas barrancas por el río, que se sobreponen sobre los primeros.

Equivalentes de los Estratos de los Llanos del valle de Punilla se encuentran en las orillas de las Salinas Grandes. Me inclino a to-

mar como equivalentes también los calcáreos de La Playa en la falda occidental de la sierra de Guasapampa. No son travertinos de manantiales, sino travertinos lacustres. Gracias a su explotación han sido encontrados pequeños gasterópodos y huesos de mamíferos, cuya determinación desconozco. Estos calcáreos son litológicamente muy parecidos a los del valle de Punilla. Su substrato de areniscas coloradas, más o menos arcillosas y brechosas, tiene las mismas características de aquéllas. Descansan sobre el Basamento Cristalino.

En el valle de Punilla, los Estratos de los Llanos han sido depositados, evidentemente, en un viejo surco entre la actual sierra Grande y la sierra Chica, pero en un relieve muy distinto del actual, como ya lo ha expuesto Gross (7 y 8). La sierra Chica existía en aquel entonces solamente en forma de un umbral bajo. No pudo haber tenido la forma y altura actuales; en caso contrario, los Estratos de los Llanos deberían contener principalmente trozos de esquistos. La sierra Grande existía en forma de un abovedamiento de mayor extensión, pero seguramente bajo. Las razones ya han sido expuestas anteriormente.

Gross (7) ha descrito las dislocaciones que han sufrido los Estratos de los Llanos en el valle de Punilla. Para los fines de este artículo basta recalcar lo siguiente: En todo el valle, excepción hecha de Biolet Massé, la franja de los Estratos de los Llanos buza contra la sierra Chica, contra la falla. En varios lugares es dable observar el contacto con los esquistos de la sierra. Ambos están afectados por la falla, amasados y triturados, dando por resultado, a veces, una milonita de mezcla entre los esquistos y los Estratos de los Llanos. Inmediatamente al este de la franja de estos últimos, pasa la falla la sierra Chica, evidenciada por la fracturación y trituración de los esquistos y de los filones de pegmatita y cuarzo.

Remito al lector a Gross (7) para la descripción de los afloramientos más instructivos. Agregó que hoy conocemos entre Biolet Massé y La Cumbre más afloramientos, de manera que la franja de los Estratos de los Llanos resulta más coherente. En Biolet Massé se ve, en el mismo lecho del río, cómo éstos descansan sobre gneis. En todo el valle descansan sobre el Basamento, si bien la sobreposición misma no es visible directamente.

La deducción de que en el tiempo en que fueron depositados los Estratos de los Llanos, el relieve era muy distinto y mucho menos acentuado que en la actualidad, lleva, junto con lo expuesto anteriormente, a la conclusión de que hubo, por lo menos, dos fases de ascenso de la sierra Chica: una débil, antes de que fueran depositados los Estratos de los Llanos, y otra posterior que afectó a los es-

tos y que originó el actual relieve. Hace tiempo que diferentes autores han llegado a la conclusión de que hubo varias fases en el ascenso de las sierras Pampeanas, ya que la última es muy moderna. Para estas ideas tenemos, como hemos visto, buenas comprobaciones en la sierra Chica de Córdoba.

En la *sierra Grande* es más difícil demostrar que el último ascenso sea tan reciente como el de la sierra Chica. Beder (1) señaló un ascenso tectónico muy moderno, en escalones, en el flanco occidental de la sierra Grande. Creyó haber visto terrazas fluviales sobre estos escalones a gran altura sobre el actual lecho del río de los Sauces (Bolsón de Nono). Pero, por lo menos en la terraza más alta, 600 metros sobre el río, no existe ripio sino potentes brechas tectónicas y escombros de faldeo¹.

Para la región del *valle de Punilla*, Gross (7 y 8) ha descrito prolijamente, como en la latitud de Los Gigantes, en la falda oriental de la sierra Grande, existen tres escalones principales, cada uno separado del otro por una dislocación. Cada bloque termina en una superficie bastante plana, una "pampa", generalmente inclinada hacia el E, con los mismos rasgos morfológicos que tiene la semillanura cumbral de la sierra Chica. Las diferentes "pampas" de la sierra Grande fueron originalmente un plano continuado de allanamiento, que posteriormente fué quebrado por fallas y levantado en escalones. Las escarpas resultantes y las pampas están disectadas por una erosión reavivada, cuyos rasgos son muy juveniles. No entro a discutir si se trata de "truncos terminales" o de "truncos primarios"; si los conceptos de M. W. Davis o los de W. Penck explican mejor la génesis de las semillanuras, o si satisface más el concepto de L. C. King sobre el *pediplain* (pie de monte rocoso). Este autor hace mucha justicia a Penck, acepta sus principales ideas y rechaza las de Davis. Recomendando la lectura de la reciente publicación de King (9), y la de Gross sobre la morfología del valle de Punilla (8) a todos los interesados en el fenómeno de las semillanuras. En Gross se encuentran bien explicadas —en castellano— las ideas de Penck.

Para volver después al valle de Calamuchita, recordaré primero los principales rasgos del valle de Punilla: este valle es una depresión tectónica, una fosa entre la sierra Chica y la sierra Grande. Esta última, constituida casi exclusivamente por el granito del batolito de Achala, se eleva de la fosa con tres principales gradas. Los tres bloques principales son, según Gross (7), en orden ascendente, el del

¹ En la descripción geológica de la hoja 21h (Champaquí), cuya pronta publicación esperamos, encontraremos más informaciones de J. Olsacher sobre este asunto.

Potrero-Matadero, el del Mogote con el de la pampa de San Luis y el bloque de la Pampa de Achala. Las fallas que los separan son la del "Pie de Potrero", la "del Mogote" y la "de los Gigantes". Para generalizar hablamos siempre de una falla, pero en realidad se trata de un paquete de fallas más o menos paralelas, tal como en la sierra Chica. Y fuera de las "fallas principales", todos los bloques están surcados por un considerable número de fallas, longitudinales, transversales y oblicuas, indudablemente no todas de la misma edad. Los bloques que aquí nos interesan en particular, son el bloque del Mogote y el de la Pampa de Achala con los cerros de los Gigantes.

El camino vecinal, que desde la ruta nacional 20 va hasta el pie de la cuesta de los Gigantes, recorre en la semillanura del bloque del Mogote unos tres kilómetros, para terminar a una altura de 1.900 metros sobre el nivel del mar, al pie de la escarpa de los Gigantes; hay aquí un brusco acodamiento de la pendiente. En este codo encontramos la falla de los Gigantes o, más correctamente, una franja de muchas fallas paralelas, una cerca de la otra; las fallas están evidenciadas por zonas de fracturación y trituración del granito, y por vertientes de agua.

Ascendiendo por la escarpa plagada de fallas se cruza un borde destrozado por éstas, por diaclasas y por erosión, llegando a la planicie cumbre de la sierra a una altura de 2.300 metros sobre el nivel del mar. Nos encontramos aquí en el extremo norte de la pampa de Achala. Desde los Gigantes esta pampa se inclina en dirección NW, perdiendo rápidamente altura. En dirección S continúa 65 kilómetros más, contando solamente hasta el pie del Champaquí. Donde el camino Carlos Paz-Mina Clavero cruza la pampa, ella tiene más de 10 kilómetros de ancho.

El grupo de los cerros de los Gigantes, con el cerro de la Cruz y los Mogotes de los Gigantes propiamente dichos, como los más conocidos, forman un laberinto de torres, mogotes y cajones. Esto no es más que el resultado del intenso despedazamiento del borde de la pampa por fallas, diaclasas y erosión. Los Gigantes no son un grupo aparte, individualizado, como a veces se lee (en contraste con el Champaquí; véase más adelante).

Desde el pie de los Gigantes la falla continúa con rumbo NW por un kilómetro, separando con brusco acodamiento de la pendiente el bloque de Achala del bloque del Mogote; luego corre por quebradas, la última es la quebrada de la Puerta (río Retamillo, en la hoja 21 h), cambiando su papel morfológico. En dirección opuesta sigue, por lo pronto, hasta Copina (1.450 m s. n. m.), torciendo su rumbo al SSE. En general, existen dos fallas principales, paralelas, separadas por un

angosto bloque de poca altura, especie de bajo promontorio intermedio. Véanse detalles en Gross (7).

La población de Copina está situada sobre la falla. Por la escarpa, detrás de la falla, sube la carretera a Mina Clavero, con muchas vueltas, para llegar a la Pampa de Achala, a 2.200 metros sobre el nivel del mar.

Al este de Copina se extiende un plano inclinado, el mismo que hemos visto al pie de Los Gigantes, disectados los dos por erosión juvenil. El dorso del cordón de Santiago, que ya hemos mencionado como divisorio entre el valle de Punilla y el valle de Calamuchita, pertenece a este plano como un remanente perdonado por la erosión y denudación.

En contraste con el valle de Punilla, con sus tres escalones principales bien pronunciados, en el *valle de Calamuchita* existe, por lo menos a primera vista, una pendiente uniforme, sin escalones llamativos, y que se extiende, con paulatino ascenso, desde el pie de la sierra Chica en dirección a la sierra Grande, hasta que, por ejemplo, en La Cumbrecita, a 1.450 metros sobre el nivel del mar, llega a una alta escarpa. Por lo menos es así en la línea Villa General Belgrano-Atos Pampa-La Cumbrecita. Sobre este plano, inclinado hacia el E y surcado hondamente por ríos y arroyos juveniles, se encuentran, entre otras, las poblaciones de Atos Pampa, Villa Berna (El Arriño), La Trucha, partes de La Cumbrecita y Yacanto Chico. Lo llamo *plano de Atos Pampa*. Este plano corta, sin accidente topográfico, el límite entre granito y gneis, siendo ello bien observable, por ejemplo, en los alrededores de La Trucha. Sobre este plano hay grandes manchas de Pampeano superior, en hondonadas chatas, algo al este de Atos Pampa y en Atos Pampa mismo, con restos de *Glyptodon*, *Megatherium* y *Glossotherium*, según A. Castellanos (4). Un remanente muy pequeño he encontrado muy cerca, al norte de Villa Berna. Mayor extensión tiene el Pampeano en la zona de Yacanto Chico.

El acodamiento de La Cumbrecita es otra vez causado por una falla bien patente. La tomo, como Castellanos (4) y Machatscheck (10), como continuación de la de Los Gigantes-Copina. La he seguido en dirección N hasta el río Yatán (del Espinillo); más al N la he observado sólo desde lejos. Al sur de Copina la falla, junto con su escarpa, cambia la dirección SSE a una dirección general sur.

Detrás de la falla de La Cumbrecita se eleva, con empinada escarpa, el cuerpo principal de la sierra Grande. Pero la falla de La Cumbrecita se desvanece pronto en dirección S. Su papel morfoló-

gico de generador de escarpa pasa a un paquete de fallas situado más al O. Pasa por Casas Viejas a aproximadamente 1.600 metros sobre el nivel del mar. Viene del N y se deja seguir, claramente, en dirección S, pasando por Villa Alpina, situada sobre la orilla norte del río de los Reartes. Al otro lado del río se manifiesta bien en el pie de La Mesilla, habiendo entrado ya en el dominio del gneis.

Todos los ríos que vienen de la parte alta de la sierra Grande cruzan la escarpa en estrechas gargantas, con cascadas, como lo subrayara A. Castellanos (4). Lo mismo sucede al norte del cordón de Santiago.

En el mencionado sector del valle de Calamuchita veo, como ya he mencionado, en el este de la escarpa de La Cumbrecita-Villa Alpina, un solo y continuo plano inclinado que se extiende hasta el pie de la sierra Chica, donde conos de deyección que salen de esta sierra se sobreponen a él. Este plano de Atos Pampa continúa, con el mismo carácter, hasta la región de Yacanto Chico (1.100 m s. n. m.). Desde más o menos ese punto se extiende en dirección SE a la cuenca del lago de embalse del río Tercero-La Cruz, perdiendo altura. Es éste el mismo concepto que tiene Machatscheck; él ha expuesto claramente los rasgos morfológicos de este sector.

Para el valle de los Reartes, parte norte del valle de Calamuchita, A. Castellanos (4) señala la existencia de dos escalones tectónicos, bajos, entre el valle y la escarpa de la sierra. No conozco personalmente los detalles en aquel paraje. Puede pensarse *a priori* en una continuación de los escalones de Las Higuieritas (Gross, 7, pág. 88). En San Clemente me pareció observar durante una rápida visita, que hay dos escalones debajo de la gran escarpa de la sierra Grande. Convendría establecer las correlaciones. Por lo demás, fallas longitudinales de menor importancia son oblicuas en toda la sierra.

De cualquier manera, las notables fallas de Pie de Potrero y del Mogote, al norte del cordón de Santiago, no lo cruzan sino que mueren antes, doblando un poco hacia el Este. Gross (7, pág. 97) ya ha señalado esto en su mapa y en el texto. Mirando desde puntos adecuados de la sierra Chica se recibe la impresión de que las mencionadas fallas, por lo menos la del Mogote, choca con el frente de la sierra Chica. Esto explicaría la diferencia entre el valle de Punilla y el de Calamuchita. Puede ser que el cordón de Santiago, dorso que separa los dos valles, no sea sólo un remanente de la original superficie de la semillanura, respetado por la erosión, sino que deba tal vez su existencia a causas tectónicas. Se encuentra precisamente en el sector donde las fallas del Pie de Potrero y del Mogote desaparecen y donde, un poco al sur de Copina, aparecen las "astillas" de Las Higuieritas (Gross, 7).

No comparto la interpretación de Machatscheck, quien en su bosquejo dibuja en el sector crítico una ramificación desde la falla Cumbrecita-Copina-Gigantes, uniéndola con la falla del Mogote-Pampa de de San Luis. Tampoco estoy conforme con el rumbo que en la parte norte de su bosquejo, más o menos desde Copina, da a la "escarpa de la sierra Grande". En realidad esta escarpa tuerce al NNW y NW, junto con la falla en su pie.

Fallas transversales y oblicuas a las principales pueden ser vistas en muchos lugares de las sierras de Córdoba; en particular en las escarpas y sus bordes donde las condiciones son favorables para su observación. Un solo ejemplo: en el sector de La Cumbrecita en el sistema del río del Medio, un haz de fallas de rumbo aproximadamente NE, cruza la falla NS de La Cumbrecita, por lo que la escarpa de La Cumbrecita retrocede hacia el O. Fallas oblicuas y transversales tienen tal vez un cierto papel en el origen de los dorsales interfluvios entre los ríos que bajan de la sierra Grande, si bien tengo la impresión que son esencialmente partes de la primitiva semillanura, como ya dijo Castellanos. Sus valles anchos y chatos, hondonadas y lomadas bajas determinaron los cursos de los primitivos ríos.

Si del extremo occidental del plano de Atos Pampa ascendemos, por ejemplo, desde La Cumbrecita, la escarpa en dirección al O, llegamos aproximadamente a los 2.000 metros sobre el nivel del mar, a una ancha pampa que se extiende hacia el S y N y que se eleva paulatinamente en dirección O hasta su borde occidental, que aquí tiene cerca de 2.300 metros. Nos encontramos nuevamente en el plano cumbral de la sierra Grande, continuación de la Pampa de Achala. Este verdadero altiplano se manifiesta suavemente ondulado, pero atacado y acuchillado desde el E por la acción regresiva de las cabezas de los ríos que de la sierra bajan al valle de Calamuchita, y presenta los mismos rasgos que todas las otras semillanuras: un rejuvenecimiento de la erosión.

La pampa cae abruptamente hacia el oeste del Bolsón de Nono o más al N a la pampa de Pocho, por escalones tectónicos¹.

Como *nuevo elemento*, emerge del altiplano un bloque alargado angosto que culmina en el cerro *Champaquí* (2.883 m), punto culminante de las sierras de Córdoba. Dentro del mismo bloque se levanta, al norte del cerro Champaquí, la conspicua pirámide del cerro Grande,

¹ Para más detalles remito al lector a las hojas 20h y 21h (Gigantes y Champaquí), con la correspondiente descripción geológica, por J. Olsacher. Además, sobre el particular pueden consultarse trabajos de tesis inéditos de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba.

como la llaman los pobladores (Cerro Negro de la Hoja 21 h). Más al N se elevan aislados sobre la pampa el cerro Largo, ya mucho más bajo y otros mogotes de poca altura relativa. Da la impresión, a primera vista, de que todos estos cerros, incluso el Champaquí, fuesen “monadnocks”, cerros respetados por la llanurización. Esta era la idea de Schmieder [(11) donde se encuentra una fotografía de uno de los pequeños cerros aislados al norte del cerro Grande]. A los cerritos de más al N los conozco solamente desde lejos. Ahora bien: en la falda oriental del Champaquí he visto fallas longitudinales paralelas. Estas fallas, como también eventuales fallas transversales, no son concluyentes por sí solas, respecto al problema de si se trata de un bloque levantado tectónicamente sobre el nivel de la Pampa de Achala o si se trata de monadnocks. La razón de esto es que, si el bloque de Achala está afectado por fallas anteriores y en particular posteriores a la llanurización, los monadnocks también pueden haber sido afectados por las mismas fracturaciones. Si se tratase de un bloque tectónicamente levantado sobre la pampa, a lo largo de fallas, éstas tienen que ser fallas de rotación que produjeron un bloque en forma de cuña. Es necesario estudiar sobre el terreno detenidamente todos los aspectos.

El Champaquí y los cerros colindantes al N forman un verdadero cordón. No están coronados por remanentes de una llanura cumbral, a menos que se quiera interpretar como tal a la reducida llanura rodeada por pequeños mogotes en la cúspide del cerro Champaquí.

El Champaquí y su continuación hacia el N está cortado en el O por la caída tectónica, en escalones, de la sierra Grande, causa de uno de los más atractivos paisajes de las sierras de Córdoba.

Unos tres kilómetros, en línea recta, al SSW del cerro de la Cruz o al S de los Mogotes de Los Gigantes se levanta el pequeño cerro Aspero sobre la pampa que le rodea. Su altura relativa es de unos 30 metros. Sin embargo, este cerrito aislado llama la atención desde muy lejos. Aquí también se presenta el problema de considerarlo como un monadnock.

Entre los *problemas* de las sierras de Córdoba, uno de los más interesantes es conocer *el carácter de las grandes fallas principales que determinan los bloques*, si son *inversas o normales*. Son consideradas inversas por varios autores, aquí y en otras sierras pampeanas por contar, teóricamente, con fuerzas compresivas durante la tafrogénesis. *En la sierra Grande* (de Córdoba), tanto en su caída oriental como en la occidental, existen muchas fallas cuyos planos se inclinan ora contra el bloque levantado, ora contra la fosa, siendo la inclinación casi

siempre cercana a la vertical. Es el caso que muestra la falla principal de Los Gigantes entre la quebrada de la Puerta en el N y Copina en el S, a lo largo de su recorrido. Además, en el sector de Los Gigantes, en el borde oriental del bloque de Achala, he observado varias fallas inversas, de rumbo N-S, oblicuas a la falla principal. Una de estas fallas N-S, al O del cerro de la Cruz, se puede seguir, sin interrupción, por varios kilómetros, con un plano de inclinación constante hacia el W con 70° - 80° , siempre perfectamente visible en pared alta, sobre pendiente. Otra falla, al E del cerro de la Cruz, es evidente en varios kilómetros, con inclinación de 45° - 50° hacia el W; en un lugar puede ser observado un excelente afloramiento del plano de la falla con un perfecto espejo de fricción, debajo de éste una franja de arcilla de falla, y más abajo una potente zona de trituración. Es de lamentar que los mapas de que disponemos por su escala reducida y falta de detalles topográficos, no permitan asentar estas interesantes fallas ni algunas otras.

A la falla principal, marginal, de la sierra Chica, A. Castellanos (4) y W. Gross (7) le asignan carácter inverso, como ya mencioné. Gross se basa en particular en observaciones de la inclinación de planos de falla en el sector del dique San Roque. Estas observaciones por sí solas no me parecen suficientemente concluyentes. Tampoco lo es la inclinación oriental de los Estratos de los Llanos en el valle de Punilla (7, pág. 117). De más peso es lo observable detrás del tanque de Villa Eva Perón.

En Potrero de Garay tenemos comprobada la existencia de fuerzas compresivas. — Allí es bien visible una falla inversa, un sobreescurreamiento, en una extensión de un kilómetro seguro, y probablemente de dos. Si bien se trata de un fenómeno relativamente local, de compensación de fuerzas producidas por una convergencia de fallas, siempre indica un movimiento en dirección de E a W contra la fosa tectónica, por lo menos en una de las últimas fases del levantamiento de la sierra Chica.

Córdoba, setiembre de 1954.

ABSTRACT. — At the western foot of sierra Chica, Córdoba, north of Calamuchita valley, and near the Potrero de Garay chapel runs a thrust fault, by which Precambrian schists of the sierra Chica come to rest on upper Pampeano sediments (Pleistocene). This dislocation is excellently exposed along 210 meters and can be recognized for two kilometers at least. The thrust plane dips 30° - 40° NE. The feature is situated in a place of especial heavy tectonic burden, where the main, marginal fault of the sierra Chica enters, from the South, the body of the sierra Chica, losing its marginal character.

Attention is called upon another place of sierra Chica, namely El Cuadrado near La Falda, where modern uplift is well shown by fans resting over an uplifted crestal plain, in a situation at present paradoxical. Another data for the uplift of the sierra is given by dislocated "Estratos de los Llanos" (upper Miocene) in the Punilla valley, affected by the marginal fault of sierra Chica.

A short account is given of the main tectonic features of the eastern sierra Grande slope in valle de Punilla, to show the difference between valle de Punilla and valle de Calamuchita, both belonging to the same rift valley, between sierra Chica and sierra Grande. Contrasting with valley de Punilla and its tectonic steps, which have broken the original coherent peneplain, there is, in most of valle de Calamuchita only one inclined plain between the sierra Chica western foot hills and the high scarp of sierra Grande block. The latter is coronated by the extensive Pampa de Achala.

Potrero de Garay fault permits us not only to date the last (?) uplifting of sierra Chica (during the upper pampeano, Pleistocene) but has an interest for the solution of the problem: tension or compression, normal or reversed marginal faults, during the tafrogenesis of Argentines sierras pampeanas?

BIBLIOGRAFIA

1. BEDÉR, R. 1916. *Estudios geológicos e hidrológicos en los alrededores de Villa Dolores (Prov. de Córdoba)*. Bol. 14 B, Dir. Gral. Min. Geol. Hidr., Bs. As.
2. — 1922. *Estudios geológicos en la sierra de Córdoba, etc.* Bol. 33 B. Dir. Gral. Min. Geol., Bs. As.
3. CASTELLANOS, A. 1935. *Los sedimentos del Pampeano inferior y del Araucano en el valle de los Reartes (sierra de Córdoba)*. Rosario.
4. — 1950/51. *Das "Valle de los Reartes" in der sierra de Córdoba*. "Die Erde", Z. d. Ges. f. Erdkunde, Heft 1, Berlin.
5. DE LA VEGA, R. R. 1950. *Contribución al estudio geológico e hidrogeológico de la cuenca del río Jesús María, Prov. de Córdoba*. Tesis inéd. Fac. C. E. F. y Naturales, Univ. Nac. de Córdoba.
6. FREYBERG, B. VON 1927. *Geologische Untersuchungen in der Sierra de los Llanos*. Abhandl. Senckenberg Naturf. Ges. XXXIX, Frankfurt.
7. GROSS, W. 1948. *Cuadro tectónico del valle de Punilla*. Rev. Asoc. Geol. Arg. III, 2, Bs. As.
8. — 1948. *Cuadro morfológico del valle de Punilla*. Rev. Fac. C. E. F. y Naturales, Univ. Nac. Córdoba, XI, 4, Córdoba.
9. KING, L. C. 1953. *Canons of landscape evolution*. Bull. Geol. Soc. Am. IXIV, 7.
10. MACHATSHECK, F. 1950/51. *In den Sierren von Córdoba*. "Die Erde", Z. d. Ges. f. Erdkunde, Heft 1, Berlin.
11. SCHMIEDER, O. 1921. *Apuntes geomorfológicos de la sierra Grande de Córdoba*. Bol. Acad. Nac. Cs. Córdoba, XXV.

POSICION GEOLOGICA Y GENESIS

DE LOS

DEPOSITOS MINERALES DE LA HOJA 13c

(FIAMBALA) - CATAMARCA ¹

Por R. V. TEZON Y F. GONZALEZ BONORINO

RESUMEN.— En este trabajo se fija la posición geológico-genética de los depósitos minerales de la hoja de referencia y se efectúan consideraciones económicas en general.

La roca madre, granito y algunas de sus facies, de edad posiblemente precámbrica, dan origen a depósitos de: diferenciación magmática, metamorfismo de contacto e hidrotermales, portadores de minerales de wolframio, estaño, plomo, cinc, hierro, cobre, etc.

Entre los yacimientos de diferenciación magmática se hallan los de mica, contenidos en pegmatita y aquellos en que wolframita y casiterita han intervenido en la cristalización inicial (singenéticos) del pórfiro granítico, en el cual se hallan diseminados.

Los depósitos de contacto, originados por la acción del intrusivo en vetazos calcáreos de la serie metamórfica, se los identifica en los "skarn" epidóticos donde se asocian cuarzo, biotita, granate y magnetita.

Los yacimientos hidrotermales de la zona profunda (hipotermal), en su primer período de metalización dan origen a la formación de greisen, proceso en el cual, wolframita, casiterita y demás asociados, reemplazan al feldespató de la roca de caja (granito); y Zwitter, fenómeno análogo llevado a cabo en roca no granítica (filitas cuarcíferas). El segundo período de metalización origina vetas de cuarzo portadoras de wolframita y casiterita, con leyes superiores a las anteriores. Entre los depósitos mesotermiales se distinguen asociaciones de minerales de zinc-plomo, plomo-cobre y plomo; en el primer caso reemplazan a calcita, en el segundo el cobre (calcocina) de posible origen supergénico, y en el último caso galena, en asociación rramente hallada, con fluorita y baritina. En general los yacimientos hidrotermales se presentan como relleno de diaclasas, fisuras y fallas y con desarrollo mediano del fenómeno de reemplazo.

¹ Los trabajos citados han sido realizados por cuenta de la Dirección Nacional de Minería. La presente publicación fué autorizada por la Subsecretaría de Energía y Minería, M. I. C.

Las reservas de mineral en la actualidad son limitadas (depósitos de wolfram) y de leyes bajas (los de estaño). Los primeros se transforman en fuente extractiva de importancia regional, al tener mercado favorable, como ya lo demostraron en el período 1935-45.

Introducción. — El trabajo a exponer es un resumen de “Geología de la hoja 13 c (Fiambalá), Catamarca y de “Minería de la hoja 13 c; en el primero, uno de los autores (F. G. B.) realiza el estudio geológico, mientras que en el segundo, el otro autor (R. V. T.) se ocupa de recopilar y actualizar los diversos informes de índole geológico-minera. Ambos estudios, realizados para la Dirección Nacional de Minería, se hallan en vías de publicación por el citado organismo estatal.

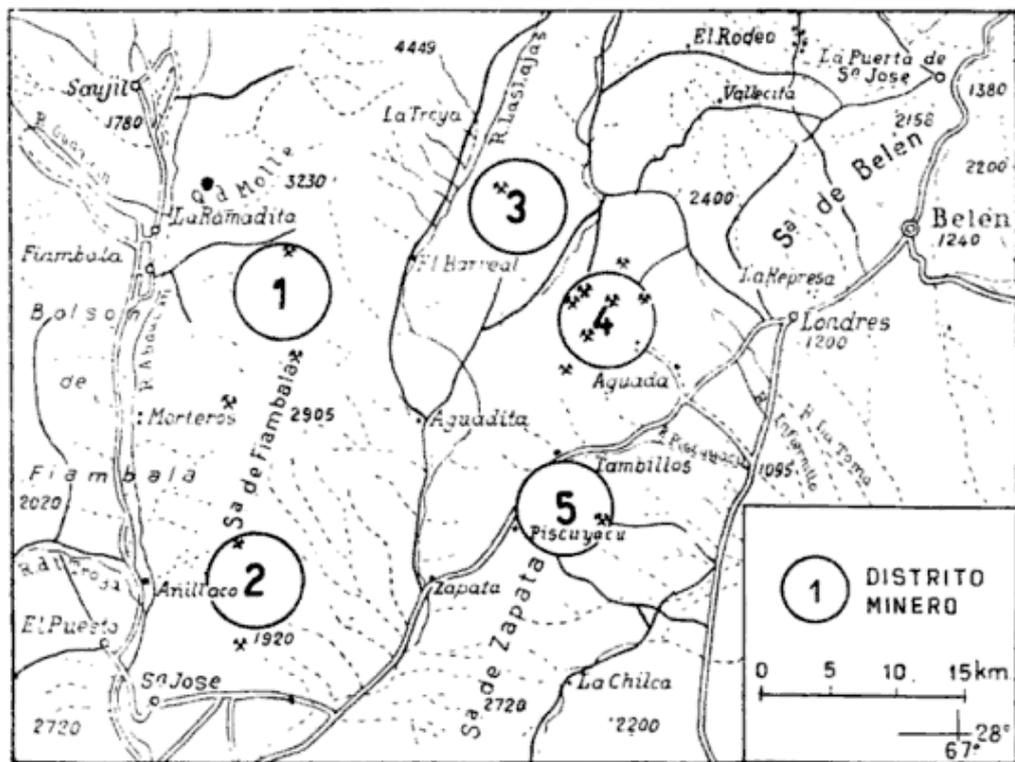


Fig. 1. — Plano de ubicación.

Generalidades. — La región estudiada se halla ubicada al noroeste de la provincia de Catamarca y entre las poblaciones limítrofes se destacan Tinogasta (punta de riel), Fiambalá, Belén y Londres (ver fig. 1), que durante las explotaciones mineras se transforman en estación de embarque (la primera de las nombradas) y en centros de abastecimiento y comercialización. Dentro de la hoja se destacan los distritos mineros Los Arboles, Los Ratones y Zapata Sur y en menor escala los de El Salto, Del Fraile y Zapata Norte, con depó-

sitos de minerales de wolframio, estaño, plomo-zinc, hierro y cobre.

Se remontan a principios de siglo las primeras notas (Mesquita, 10) sobre existencia de mineral de estaño y labores de cateo ubicadas en el cerro Soconte (distrito del Fraile) y Zapata Norte. Muy posteriores son los descubrimientos de estaño en la sierra de Fiambalá, donde en su parte S se explotaba un depósito ferrífero (Lannefors, 9). Se explotó en forma intensiva casiterita durante la primera guerra mundial y conjuntamente con wolframita en la segunda, para ser abandonadas en 1945. En 1940 se comienza la exploración de minerales de plomo, la que aun continúa; completa el panorama de la actividad minera actual la reiniciación de los trabajos en los depósitos de wolfram San Antonio y Los Arboles.

1. SÍNTESIS DE LA GEOLOGÍA REGIONAL¹

La geología de la hoja 13 c (Fiambalá) (ver fig. 2) es similar a las de las *hojas vecinas*, descrita en trabajos anteriores. Ella comprende un ambiente de sierras pampeanas, ubicadas justamente en el ángulo formado por la precordillera en el O y la Puna en el N. Estas sierras se desprenden del zócalo de la Puna, por desmembramiento del basamento que lo forma; su rumbo es NNE-SSO en el norte de la hoja girando al N-S hacia el S. Las sierras principales son las de Fiambalá, El Fraile-Soconte (cordón de Las Lajas), El Rodeo, Zapata y Belén. Además de estas sierras, formadas por rocas cristalinas antiguas, hay en el borde occidental de la hoja un conjunto de serranías bastante elevadas, constituídas exclusivamente por sedimentos terciarios.

El basamento cristalino está formado por rocas metamórficas, en gran parte transformadas por inyección ígnea, y por cuerpos graníticos de varios tipos. Las primeras aparecen sin o con poca inyección solamente en los bordes occidental medio y suboriental de la sierra de Fiambalá, y en las sierras de Belén y Zapata. Se trata de filitas cuarzosas, generalmente oscuras, de rumbo predominante N-S e inclinación fuerte. En general biotita predomina sobre muscovita, però en muchos lugares es a la inversa y se tienen así filitas de brillo satinado. Otros tipos de rocas, como anfibolitas y calizas, se encuentran localmente, sobre todo las primeras. Aparte de su posición inclinada los esquistos presentan pliegues relativamente pequeños, que no alteran de manera esencial la estructura del complejo.

¹ González Bonorino, F. (7)

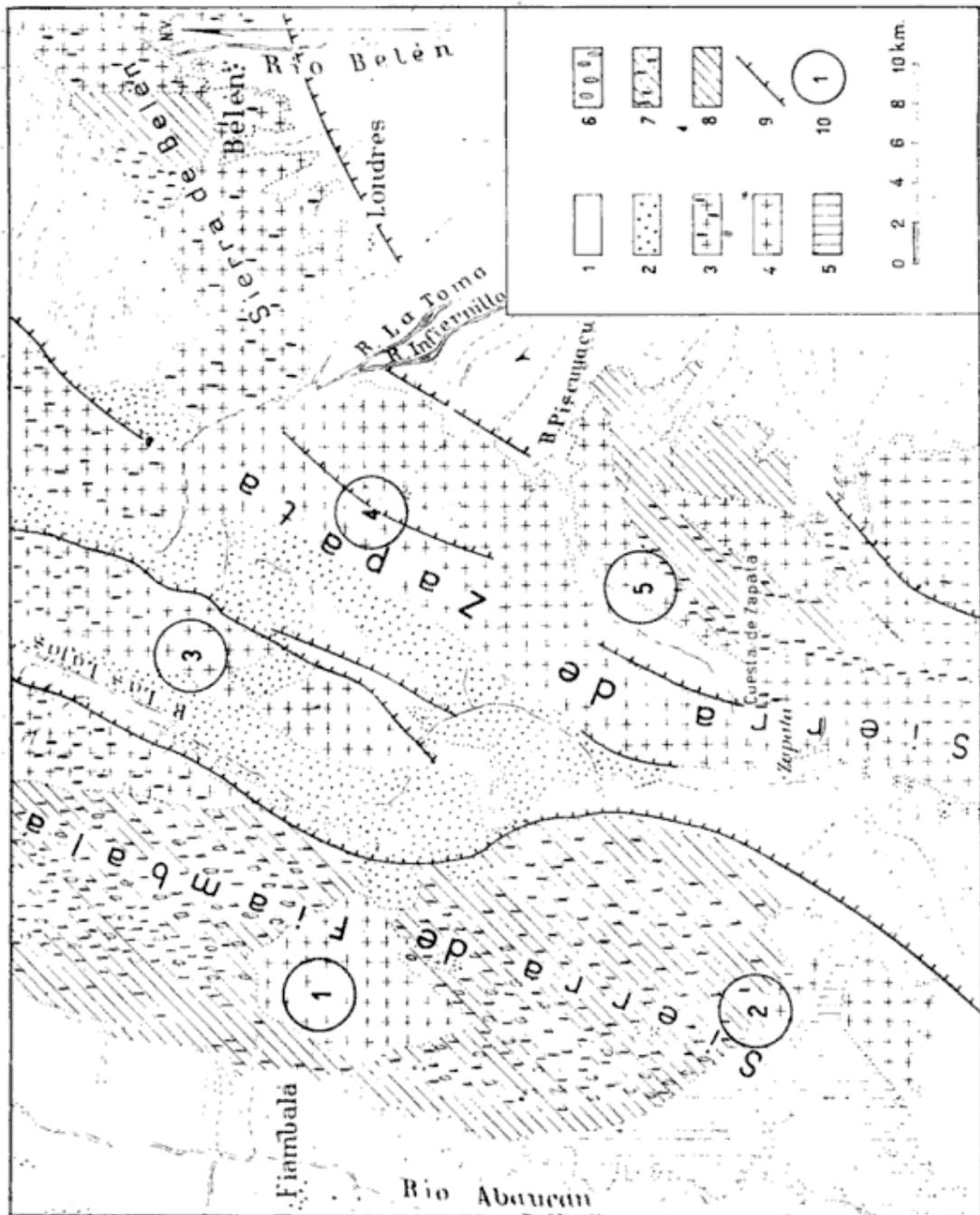


Fig. 2.—Relevamiento geológico de la región de Fiambalá.

Referencias: 1) Relleno aluvial moderno; 2) Areniscas, tobas, conglomerados y rocas hipabisales de Calchaquense-Araucanense; 3) Granito contaminado o migmatítico; 4) Granito, en parte porfiro granítico; 5) Ortogneis granítico-migmatítico; 6) Cuerpos sintectónicos graníticos o fonalíticos; 7) Esquistos inyectados y migmatitas; 8) Rocas metamórficas (predominan filitas cuarzosas); 9) Fallas; 10) Distritos mineros.

La inyección magmática ha originado en los esquistos extensas zonas de migmatitas, de las cuales la principal constituye la parte media de la sierra de Fiambalá (*Zentralgneiss*, de Penck); otra zona más estrecha sigue el contacto del granito de la sierra de Zapata. Estas fajas migmatíticas están formadas por gneises bandeados (*lit-par-lit*), por esquistos impregnados más o menos difusamente, o penetrados por venas irregulares, etc.; además hay cuerpos ígneos foliados, de dimensiones generalmente pequeñas, concordantes y foliados, de grano fino. Otra forma de inyección, muy extendida en ciertas áreas está representada por gneises ojerosos. Diques de aplita cortan a las migmatitas. En las partes marginales de inyección asume un carácter nodular, estando los nódulos formados por feldespatos potásicos. La composición del material inyectado en general es feldespato potásico y cuarzo, con algo de plagioclasa sódica. Estos complejos de inyección son prácticamente iguales a los de las hojas Villa Alberdi y Anconquiya, excepto en que en estos últimos predomina el sodio sobre el potasio.

De los cuerpos graníticos aquel que forma el extremo sudoeste de sierra de Fiambalá se distingue de los otros por su fuerte carácter gnéisico, resultado de la formación tectónica. En parte presenta también inyección magmática, lo cual hace suponer que su emplazamiento haya precedido a la migmatización. De los restantes cuerpos, el mayor comprende las sierras de Belén, Zapata, El Rodeo, El Fraile-Las Lajas y falda nordeste de Fiambalá. Esta extensa área granítica es parte de un batolito que se extiende, por lo que se sabe, mucho más al norte, nordeste y sur de la hoja. La roca característica es un granito de grano mediano a grueso, porfiroide, con cristales de micropertita de varios centímetros (granito de tipo San Salvador, Penck). En la parte norte de la hoja es muy rico en biotita, derivada en su mayor parte de su contaminación por esquistos incorporados durante su ascenso, y de los cuales ha heredado la marcada foliación que presenta en muchos lugares. Dentro de estas facies gruesas se encuentra otra más porfírica, con cristales grandes de ortoclasa en una matriz microgranosa. Por disminución del tamaño de los fenocristales y aumento del grano de la matriz, estas facies pasan de pórfiro granítico a granito porfiroide fino, que en partes es muy abundante (San Salvador). Estas facies constituyen diques y cuerpos irregulares cuyos contactos con el granito revelan su carácter congénito. En la parte norte existen fajas de gneisificación. El granito grueso es de composición y textura "normales".

Aparte del área batolítica principal hay otros cuerpos menores que poseen esencialmente las mismas facies de aquél, aunque el grano es en conjunto menos grueso. En general puede decirse que el grano es proporcional al tamaño del cuerpo. En el stock de la parte central de la sierra de Fiambalá, en el mayor de estos cuerpos, está muy bien desarrollada la facie de pórfiro granítico.

Por su similitud litológica consideramos a estos cuerpos y al granito batolítico como esencialmente coetáneos, viniendo a presentar los primeros satélites marginales del segundo. La presencia de áreas de mineralización hipotermal, de idénticas características, en uno y otros es también un argumento en favor de la consanguinidad de los distintos granitos. Esta interpretación es opuesta a la de Penck, quien correlacionó los stocks de la sierra de Fiambalá con los cuerpos que cortan el Paganzo, al oeste de la hoja 13 c.

El emplazamiento de los cuerpos graníticos no deformados es posterior a la migmatización, aunque la siguió de cerca. Migmatización y emplazamiento del batolito y los stocks constituyen un único ciclo magmático, cuya edad es probablemente pre-paleozoica.

Sobre el basamento se apoya un pila de estratos terciarios, que representan el calchaquense y araucanense. Estos sedimentos se conservan en el fondo de depresiones tectónicas longitudinales. El calchaquense está formado por areniscas arcósicas de grano fino y homogéneo, pardo rojizas o violáceas; hacia arriba pasan gradualmente a areniscas tobáceas grises, de grano poco seleccionado, predominando los cristales de plagioclasa básica. Esta sección correspondería, al menos en su parte superior, al araucanense, mientras que la inferior, que en muchos lugares es conglomerádica, sería equivalente al complejo volcánico de la hoja Capillitas.

Tanto en el calchaquense como en el basamento, existen localmente diques y cuerpos de rocas andesíticas, especialmente en el área del cerro del Fraile. La penetración de estas rocas marca aproximadamente el fin de la deposición del calchaquense, pues rodados de la misma andesita, así como sus cristales de plagioclasa forman los conglomerados y areniscas de la parte inferior del araucanense.

La estructura de la región comprendida por la hoja 13 c, es del tipo de bloques del basamento volcados hacia el O; la antigua peneplanicie, con inclinaciones de hasta más de 30°, está expuesta en retazos aislados. El rumbo de las fracturas es NNE-SSO en el N, girando a N-S en el sur.

2. DEPÓSITOS MINERALES ¹

Generalidades. — Los yacimientos más importantes de la hoja por sus reservas de mineral son, en la actualidad, los de wolframita y casiterita, si bien comparándolos con otras regiones mineras (Córdoba y San Luis en wolfram y Jujuy en estaño) podemos considerarlos de riqueza mediana los primeros y de baja ley los de casiterita.

Los depósitos estanníferos de esta zona, al igual que los estudiados por Keidel y Schiller (8) en Mazan, La Rioja, forman una provincia metalogenética bien definida y distinta a la delimitada en Jujuy. Los depósitos de estaño y plata de Pirquitas (Jujuy) tienen otra edad y paragénesis: se relacionan con dacitas terciaria y la complicada asociación mineralógica merece estudio aparte. Ahlfeld (1) lo considera como el límite meridional de la faja estannífera boliviana. Los depósitos de San Luis, si bien pueden resultar coetáneos a los de Fiambalá, se relacionan a pegmatitas.

Los yacimientos de la hoja 13 c están ligados a granitos de edad posiblemente precámbrica y su paragénesis es muy semejante a los de Sajonia (Alemania) y Cornwall (Inglaterra).

Mineralización. — La asociación mineralógica es simple, tomando cada depósito separadamente; en total la hoja ofrece una variación marcada, tanto en la distribución de yacimientos por zonas de origen, como por minerales que representan cada zona.

Por ejemplo, en los depósitos de contacto (minas Argentina y Carmen) magnetita se asocia a granate y epidoto; en la primera la acción de contacto del granito sobre uno de los componentes de la serie metamórfica (¿caliza?) es reducida y ulterior acción hidrotermal (de la zona profunda) portadora de hematita, con su reemplazo e impregnación, ocultan los fenómenos metasomáticos. En mina Carmen, Bonorino (7) describe las acciones de contacto del granito de La Florida en un “retazo de rocas calcáreas (esquistos tremalíticos)” y los “skarn” epidóticos con cuarzo, biotita, granate y magnetita.

En la mayoría de los depósitos hipotermales se asocian wolframita y casiterita o bien solamente casiterita, con una serie de sulfuros y óxidos. Por ejemplo, en Los Viejos y Los Arboles wolframita se asocia a casiterita, feldespato rosado, piritita escasa y calcopirita, observándose entre los productos de alteración caolín, hematita-limonita y malaquita. Es de hacer notar el proceso de biotización en la roca de caja de Los Arboles, así como también la presencia local de gra-

¹ Tezón, R. V. (15).

nate en cristales bien desarrollados. El topacio fué identificado en la mayoría de los depósitos de la hoja. En algunos es tan abundante (Los Arboles, San José) que la descripción define la roca como topazita o una transición entre greisen y topazita.

En los yacimientos de casiterita es dable observar la presencia de cristales escasos de wolframita (San Alfredo, Las Pircas), fluorita, pirita, calcopirita, bornita (Vil Achain), granate y topacio (San Salvador) zinnwaldita (mica de litio) fué determinada por vía química y microscópica en muestras del estricto Los Arboles-Los Ratones, Tezón y Fernández Lima (18); en Zapata Norte, Oliveri (11); Zapata Sur, Fernández Lima (6) y distrito del Fraile, Angelelli (4) suponen el carácter litífero de las micas observadas. En todos los depósitos descritos se han observado los procesos de sericitización, caolinización, desarrollados en mayor o menor escala, procesos hidrotermales que han afectado en el reemplazo a los feldespatos.

En depósitos mesotermales hallamos asociaciones de galena y blenda, reemplazando a calcita (Los Ratones), con sus productos de alteración, anglesita y cerusita; o bien galena, exenta de blenda, asociada a fluorita y baritina (La Conocida). Un tercer ejemplo (Pachamama) galena asociada a cuarzo, limonita y calcocina.

Génesis. — Con respecto al origen de estos yacimientos, relacionados sin duda alguna a los cuerpos graníticos, son productos de su intrusión (metamorfismo de contacto), de su diferenciación magmática (depósitos de mica) o bien residuo ácido de magma que no intervino en el período de cristalización principal (yacimientos hidrotermales).

La distinta estructura y el cambio en el grano de los componentes de la masa granítica en las zonas mineralizadas es prueba de las variadas condiciones internas de cristalización y diferenciación magmática que alcanzó en el distrito Los Arboles-Los Ratones a la formación de granito, pórfiro granítico y lamptófiros, Angelelli (2) y Tezón y Fernández Lima (18), en Zapata Norte se diferencian dos granitos, Oliveri (11). De ese magma proceden los flúidos mineralizantes que desde centros situados a profundidad, ascienden a la superficie del cuerpo granítico y en especial a su periferia. El ascenso se efectuó por fallas, diaclasas y fisuras que afectaron en diversa manera el cuerpo ígneo y la serie metamórfica; esas fisuras, originadas posiblemente en la fase de consolidación del magma, han sido ampliadas al cristalizar la deposición metalífera.

Las acciones de esos flúidos, ricos en componentes volátiles transforma a la roca de caja, granito y roca metamórfica en "greisen" y "Zwitter", respectivamente. Se entiende por "greisen" la transfor-

mación de un granito, en el cual el feldespato es reemplazado por cuarzo, turmalina, topacio, casiterita, mica (comúnmente de litio), etc. "Zwitter" es un proceso análogo pero efectuado en una roca no granítica, por ejemplo, las fajas mineralizadas en las filitas cuarcíferas de San José, San Nicolás, Las Champas, etc.

Mientras que en el greisen la casiterita tiene una formación epigenética, aquellas de las masas graníticas ricas en feldespato es singenética y corresponde al mismo período de deposición de los minerales que la rodean, Catalana (5). La existencia de casiterita singenética en masas graníticas diferenciadas es el indicio de las primeras manifestaciones de estaño cuya mayor concentración tuvo lugar en el proceso de formación del greisen, Angelelli (2).

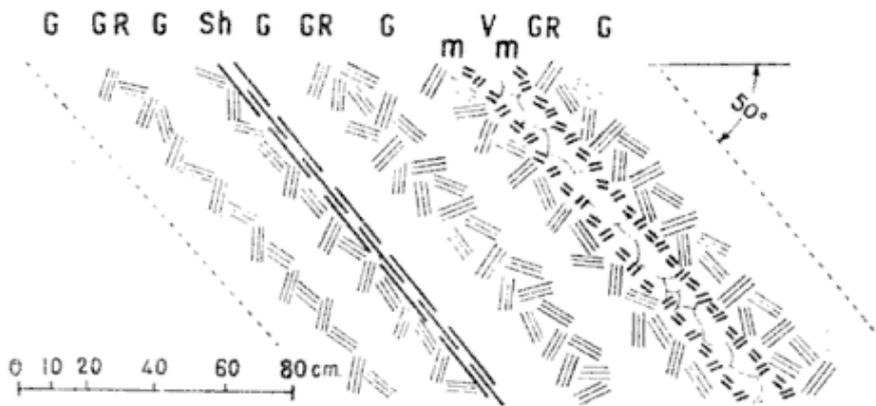


Fig. 3.—G) Granito; Gr) Griesen; Sh) "shear-zone"; m) mica; v) veta.

El proceso genético se puede resumir en flúidos residuales del magma, ricos en gases, entre los que se halla el tetrafluoruro de estaño (SnF_4) que daría lugar a la deposición de casiterita según la reacción clásica.



El ácido fluorhídrico al reaccionar con los componentes cálcicos de la roca de caja (plagioclasa) da origen a fluorita.

La presencia de fajas de greisen portadoras de casiterita en la mina Los Viejos, donde la wolframita se halla en veta de pegmatita o cuarzo (ver fig. 3), así como la participación de escasos minerales de wolframio en la veta de cuarzo y casiterita en la mina San Alfredo, son indicios que permiten considerar muy posiblemente que la casiterita fué precedida por la wolframita.

De tipo diferente a casi todos los yacimientos de wolframita del país es el depósito Los Arboles, en el que se observa un proceso análogo al de formación del greisen, por su origen: es la biotización de

la roca de caja (pórfiro granítico) que fué alterada con profundidades variables. Tuvo lugar este proceso, como el de greisenización, con anterioridad al período de metalización (deposición de wolframita o casiterita en vetas); fué observada una inclusión de biotita en wolframita.

La existencia de wolframita y casiterita en pequeñas cantidades dentro de la masa de pórfiro granítico, en Fiambalá, se considera como remanentes hidrotermales difundidos en el mismo, teniendo relación con minerales de cristalización inicial (zircón, magnetita, ilmenita, etc.) Angelelli (2) considera al pórfiro granítico portador de la wolframita de Los Arboles y producto residual del granito normal.

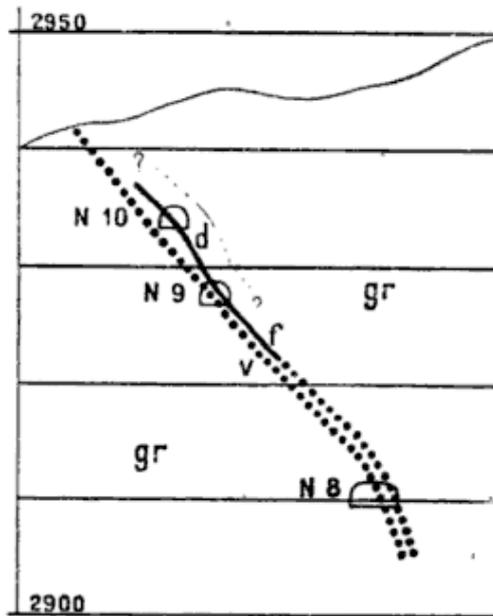


Fig. 4. — g) Granito; v) veta; f) falla; N10) nivel.

Antes de finalizar con los depósitos de la zona termal profunda debemos señalar características genéticas estructurales entre los distritos de la hoja que determinan su posibilidad de exploración, sobre todo en los yacimientos de estaño; en los distritos de la sierra de Fiambalá, el proceso de formación del greisen, si bien siguió diaclasas y fisuras de la roca de caja, se concentró en zonas de fallas que le ofrecieron mayor longitud y amplitud (ver fig. 3) en el Fraile, Tezón (14), Angelelli (4); Zapata Norte, Oliveri (11), y Zapata Sur, Fernández Lima (6) describen el proceso como relleno casi exclusivos de diaclasas y fisuras, determinando fajas y bolsones de poca longitud. Además las vetas de cuarzo portadoras de casiterita y wolframita con mejores leyes que el greisen (y posteriores a éste) (ver figura 4), se hacen numerosas en los distritos de Fiambalá, mientras que en el Fraile, Zapata Norte y Sur, son muy escasas.

Otro depósito hipotermal es La Argentina, en la que hematita acompañada de intensa silicificación y caolinización de la roca de caja forma un yacimiento de reemplazo e impregnación. El proceso de metamorfismo de contacto (anterior a la deposición de hematita) originó magnetita, epidoto y granate, se redujo a zonas limitadas en las tres dimensiones.

Los yacimientos de la zona termal intermedia (mesotermal) están representados por deposición de compuestos de plomo, plomo-zinc y plomo-cobre. Entre los primeros, "La Conocida", donde la galena se presenta en ganga de fluorita y baritina, en guías filiformes y pequeños bochones; el total ocupa una falla de poca longitud; delgadas guías de ferrocalcita y ankerita, atravesadas por venillas de calcita, rellenan fisuras, Tezón (16). En "San Carlos", galena y fluorita rellenan diaclasas poco amplias del granito. Galena en ganga de fluorita se conocía solamente el depósito de "Yaucha" (Mendoza), Angelelli (3).

En "Los Ratonés", Tezón y Fernández Lima (18), la deposición metalífera, galena-blenda, ocupa zona de falla, pero también planos de esquistosidad de la roca de caja. En el primer caso, blenda reemplaza a calcita, observándose inclusiones de esta última en la blenda; galena presenta típicas saltaduras triangulares e incluidos en ella trozos de blenda; venillas de anglesita y cerusita atraviesan la galena.

En el depósito "Pachamama", Stoll (13) describe un pequeño filón metalífero conteniendo calcosina en la parte superior y galena en la inferior. Supone el deslizamiento a lo largo de la zona de contacto; la acción hidrotermal y formación de vetas de grano fino fué el primer proceso desarrollado; posteriormente, pero durante el mismo (?) período de mineralización, se hizo presente la refracturación y deposición de minerales de cobre y plomo. El cambio abrupto de la mineralización metálica es un factor sorprendente, que quizá se pudiera atribuir a efectos supergénicos.

Secuencia. — Considerando el magma granítico como roca madre de los depósitos, ensayaremos en el siguiente cuadro la secuencia de los fenómenos que los originaron y de los minerales que los caracterizan:

<i>Yacimiento de:</i>	<i>Contenido en:</i>	<i>Minerales</i>
diferenciación magmática	Pegmatita	mica, cuarzo, feldespato, etc.
	Pórfiro granítico	casiterita, wolframita, rutilo, ilmenita, etc.
metasomatismo	calizas	magnetita, granate, epidoto, etc.
Hidrotermal	greisen, zwitter, granito biotítico.	casiterita, wolframita, hematita, cuarzo, fluorita, zinnwaldita, biotita.
	cuarzo (en veta).	casiterita, wolframita, pirita, etc.
	mesotermal	cuarzo (en veta). fluorita, baritina, blenda, galena, etc.

3. CONSIDERACIONES ECONÓMICAS

Todos los depósitos minerales se hallan alejados de las rutas nacionales y centros de embarques, inconveniente que, sumado a los escasos recursos naturales de la región, inciden en la elevación de costos de exploraciones y explotaciones mineras.

La mineralización irregular pero simple, al igual que la geología y estructura de vetas y zonas metalizadas, son factores que facilitaron la explotación al pirquinero con extracción intensiva de bolsones ricos en minerales, selección a mano del material y aun la concentración mecánica. Ese método desordenado de trabajo nos limita al cifrar las reservas de mineral a unas pocas minas; en la mayoría de los depósitos estudiados o bien tienen labores exiguas o las mismas están derrumbadas.

Si bien el número de los depósitos estudiados es grande, sus reservas de mineral son limitadas (minas de wolfram y de plomo), y sus leyes pobres (minas de estaño); en la actualidad no constituyen, en conjunto, una riqueza minera de excepción, pero algunas de ellas pueden convertirse en fuente extractiva de cierta importancia regional, en circunstancias favorables, como ya lo demostraron las

minas "San Antonio", "Los Viejos" y "Los Arboles", durante la pasada guerra.

De las características geológico-genéticas del estudio regional se desprende un consejo más general: para hallar nuevos depósitos minerales se puede efectuar un catco minucioso, por parte de los lugares de la región, del granito y su séquito, en especial en las zonas de contacto del mismo y la serie metamórfica.

De resultar favorable dicha búsqueda se recomienda, en los yacimientos a explorar y en los que actualmente se exploran, el control técnico de las etapas clásicas del negocio minero: estudio geológico, que define las posibilidades y controla la exploración para ubicar reservas; en caso positivo, desarrollo y preparación de la mina para su explotación y, al realizar esta última, ajustar la financiación a las reservas de mineral y a una buena administración.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. AHLFELD, F. *La terminación meridional de la faja estannífera boliviana*. Revista de la Asociación Geológica Argentina. T. III, n^o 2, Bs. As., 1948.
2. ANGELELLI, V. *Los yacimientos de casiterita y wolframita comprendidos entre las quebradas de Los Arboles y Los Ratones. Falda occidental de la Sierra de Fiambalá. Dpto. Tinogasta, Prov. Catamarca. Direcc. Minas y Geología. Bs. As., 1941. Inédito.*
3. ANGELELLI, V. *Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación en la Rep. Argentina*. D. G. I. M. Bol. n^o 50. Bs. As., 1941.
4. ANGELELLI, V. *La mina de casiterita El Progreso Argentino, Cerro El Deslinde. Dpto. Belén. Prov. Catamarca. D. G. I. N. Bs. As., 1945. Inédito.*
5. CATALANO, L. R. *Yacimientos de estaño (casiterita) de la sierra de Fiambalá (Catamarca)*. D. M. G. Publicación n^o 81. Bs. As., 1930.
6. FERNÁNDEZ LIMA, J. C. R. *Informe sobre el yacimiento estannífero San Cristóbal, Dpto. Tinogasta, Catamarca. D. G. I. M. Bs. As., 1930. Inédito.*
7. GONZÁLEZ BONORINO, F. *Geología de la Hoja 13c (Fiambalá), Catamarca. D. G. I. M. Bs. As., 1950. Inédito.*
8. KEIDEL, H. Y SCHILLER, W. *Los yacimientos de casiterita y wolframita de Mazán en la Prov. de La Rioja*. Revista del Museo de La Plata, t. XX. Ps. 124-152, 1913.
9. LANNEFORS, N. A. *La mina de hierro "El Filo de la Cortadera", Tinogasta, Prov. de Catamarca. D. G. M. e H. Publicación n^o 71. Bs. As., 1930.*
10. MESQUITA, S. *Algunos datos sobre las minas de estaño "San Salvador", en la Prov. de Catamarca. Exposición Industrial 1910, Bs. As.*
11. OLIVERI, J. C. *Contribución al conocimiento de la geología y génesis del yacimiento estannífero "San Salvador", Dpto. de Belén, Prov. de Catamarca. D. G. I. M. Bs. As., 1950. Inédito.*
12. SMITH, W. C. Y GONZÁLEZ, E. M. *Tungsten investigations in the República Argentina, 1942-43. Geological Survey Bulletin 954-A. Washington, 1947.*

13. STOLL, W. C. *Depósito de cobre y plomo de Pachamama y proyecto número dos de exploración minera. Sierra de Fiambalá. Prov. de Catamarca. Bs. As., 1949. Inédito.*
14. TEZÓN, R. V. Y FERNÁNDEZ LIMA, J. C. *Geología económica hoja 13 c (Fiambalá). Distrito Los Arboles. Los Ratones. Sierra de Fiambalá, Prov. de Catamarca.— D. G. I. M., Bs. As., 1949. Inédito.*
15. TEZÓN, R. V. *Estudio del yacimiento de casiterita Las Champas, Sierra del Fraile, Prov. de Catamarca.— D. G. I. M., Bs. As., 1949. Inédito.*
16. TEZÓN, R. V. *Distrito minero El Salto. Agua de Los Mineros. Sierra de Fiambalá. Prov. de Catamarca.— D. G. I. M., Bs. As., 1949. Inédito.*

NOTA SOBRE LA ESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO

EN EL VALLE CALCHAQUI

POR CESAR R. VILELA

RESUMEN

Las depresiones tectónicas que geográficamente corresponden a los grandes valles longitudinales del noroeste argentino han sido y son cuencas de acumulación, en las cuales se alojan grandes espesores de sedimentos. El valle Calchaquí, valle tectónico, no escapa a estas características y en él los sedimentos considerados como Estratos Calchaqueños alcanzan varios miles de metros de potencia. Para la región de Angastaco, en el tramo medio del valle, se propone una clasificación de estos estratos en tres secciones: Estratos del Tonco, Estratos de San Lucas y Estratos de Angastaco. Estas secciones pueden encontrarse representadas en el tramo inferior de este río y también en la quebrada de las Conchas.

Los sedimentos terciarios alcanzan en el Valle Calchaquí gran distribución y también espesor considerable. Desde los alrededores de la localidad llamada La Angostura, al sur de Seclantás, hasta San Carlos predominan los afloramientos de estos estratos, alcanzando su máximo en los alrededores de Angastaco, donde cubren el valle sin solución de continuidad, enmarcados lateralmente por dos grandes fallas que los separan, en el poniente, del complejo metamórfico del cerro Negro y cerro Mollaco, y en el Este de los sedimentos terrígenos que denominamos "Estratos de Pirgua". (Las Y de Hagerman.)

Han sido moldeados por la erosión y deflación de tal manera que constituyen geomorfológicamente un paisaje típico, reconocible a gran distancia.

La determinación precisa de los límites entre las tres secciones no es sencilla debido a la similitud entre capas o conjuntos de ellas entre una y otra sección, como consecuencia de la recurrencia de facies. Y por último, los cambios laterales persistentes y la acción tectónica severa que los ha afectado impiden calcular con certeza los espesores totales y parciales. Por esa razón, en la parte correspondiente se los consigna como aproximados.

Con el propósito de ilustrar mejor la descripción litológica, se agrega un esquema geológico de Angastaco y alrededores, indicándose en el mismo los contactos entre las secciones descritas y también los bancos con fósiles de agua dulce.

Las características de los sedimentos y en parte la presencia de *Corbicula* identifican a estos estratos con el Calchaqueño, de edad Mioceno superior.

Seguidamente se da la descripción generalizada de esta formación, cuyo espesor total alcanza a 7600 metros.

A) *Estratos de Tonco:*

- a) Arenisca parda fina a mediana, con escasa proporción de vidrio volcánico, arcillosa, blanda, con intercalaciones de camaditas conglomerádicas de clastos de hasta 0,20 de diámetro, pero los más comunes no pasan de 0,05 m y con filitas, cuarzo, rodados de *Pucalithus*, areniscas de la sección media de los Estratos de Pirgua y algunas rocas intrusivas básicas.

Espesor aproximado: 600 m.

- b) Areniscas ocreas a castaño claras, conglomerádicas, arcillosas, semiduras. Los clastos más grandes, de cuarzo, tienen 2 mm. Hay intercalaciones de camadas conglomerádicas gruesas de filitas, pizarras y cuarcitas, y en menor cantidad cuarzo blanco y trozos redondeados, pequeños, de granito. El cemento es arenisca conglomerádica con algo de vidrio volcánico. Hay una o dos intercalaciones de tobas blancas de espesor variable. La inferior tiene, más o menos, 1 m y la superior es algo más potente. Las capas de areniscas pasan a conglomerádicas, con cuarcitas, pizarras y gneisses, de hasta 0,30 de diámetro, en estratos de escasa coherencia.

Espesor aproximado: 1100 m.

- c) Arenisca castaño clara bastante dura, fina, en capas que varían en espesor desde 0,10 a 0,50 m. Se intercalan camadas aluvionales de hasta 3 m de espesor, conteniendo trozos bien pulidos de filitas, pizarras, granitos, cuarcitas, etc. También en forma intercalar hay capas de arcilla de hasta 0,50 m de espesor. Los conglomerados que se citan más arriba representan cauces viejos. La sedimentación general del conjunto es homogénea y el color dominante es el castaño, claro y muy fino.

Espesor aproximado: 800 m.

Espesor total: 2500 m.

B) *Estratos de San Lucas:*

- a) Camadas conglomerádicas de unos 100 m de espesor con clastos de rocas cuarcíticas, graníticas y del Precámbrico, de tamaño que oscila entre 0,50 m y el de una arena gruesa. El cemento está constituido por arenisca conglomerádica. El color del conjunto es castaño oscuro. En alternancia aparecen areniscas muy finas y muy arcillosas, color ocre claro. Hacia el techo aparecen intercalaciones de areniscas arcillosas y arcillas arenosas rojo ladrillo.

Espesor aproximado: 600 m.

- b) Arenisca gris, durísima, fina, algo arcillosa, con restos de plantas.

Aparecen, con distribución local, camadas conglomerádicas. Hay intercalaciones arcillosas delgadas y "siltstones" con "ripple marks". Estos "siltstones", arcillosos, contienen restos de vegetales indeterminables (hojas).

Espesor aproximado: 230 m.

- c) Banco conglomerádico que hacia abajo se hace más fino. Contiene restos de árboles (troncos) y se advierte en él una capa de contenido bituminoso.

Espesor aproximado: 70 m.

- d) Toba gris blanda: 0,50 m.

- e) Arenisca muy arcillosa con bastante vidrio volcánico, conglomerádica que forma las partes entrantes entre los bancos más duros. En sí es dura, pero parece muy alterable por meteorización. Tienen intercalaciones conglomerádicas, de espesor delgado. Su textura es torrencial, en bancos flojos, gris claros a blanquecinos, clastos cuarzosos, graníticos, y rocas del Precámbrico (filitas, grauwacas, pizarras). Los tamaños van desde el de la arenisca gruesa a 0,10 m. Hacia el techo, estas capas son menos conglomerádicas, si bien aparecen algunas camadas de distribución local; a veces éstas llegan a 20 m de espesor. La arenisca descrita en b) aparece en forma de bancos delgados hacia la base y se alterna con arcillas verdosas que, por meteorización y a la distancia, son amarillentos.

Espesor aproximado: 450 m.

- f) Capas delgadas de arenisca mediana a gruesa, tufítica, de color ceniza, con rodados de gneis y otras rocas graníticas. Clastos de hasta 0,05 m, distribuidos en toda la masa de la formación. Posee mica y hornblenda. La arenisca mediana posee *Corbicula Stelzneri* en forma de conglomerado organógeno, en capas de 0,10 m de espesor. También hay arcillas verde pálido, algo bentoníticas, levemente arenosas, con fósiles de agua dulce: *Diplodon*, *Ampularia*, etcétera.

Espesor aproximado: 1050 m.

Espesor total: 2400 m.

C) Estratos de Angastaco:

- a) Espesa serie de capas conglomerádicas con la típica textura de la sedimentación fluvial. Las capas no siempre se individualizan bien debido a su carácter torrencial y a la falta de cohesión. Los rodados son rocas graníticas, cuarcitas, gneisses, cuarzo, todos bien pulimentados y diferenciados por tamaño en cada capa. Hay desde 0,30 m. de diámetro a menores. El conjunto tiene color rosa pálido, y el cemento de los elastos es arenisca conglomerádica.

Espesor aproximado: 2450 m.

- b) Margas arenosas, micáceas; los clastos de arena son medianos a finos. El color de las capas es verde grisáceo y a veces amarillento. Se encuentra este conjunto formando una serie de 150 m de espesor;
- c) La sección más baja la constituye una serie de capas rojas, formada por areniscas rojas claras y oscuras, finas, micáceas, friables, muy entrecruzadas, con buena estratificación. A veces son muy arcillosas, con horizontes intercalados de areniscas a veces calcáreas, muy duras, que constituyen formas salientes. El espesor es de unos 60-100 m.

Espesor total: 2660-2700 m.

SOBRE LA DETERMINACION
DE
LAS PLAGIOCLASAS POR LA MEDIDA DEL ANGULO DE EXTINCION α' : M*
EN SECCIONES PERPENDICULARES AL EJE CRISTALOGRAFICO a

POR FRANCO PASTORE

RESUMEN

En el presente trabajo el autor se refiere al método empleado corrientemente para determinar las plagioclasas por la medida del ángulo de extinción α' que se obtiene en secciones perpendiculares al eje cristalográfico a , con el fin de dar un conocimiento acabado del mismo, ya que en general el presente método se encuentra hasta ahora insuficientemente explicado.

El profesor Friedrich Becke, de Viena, que se destacó al comienzo de este siglo por sus importantes estudios mineralógicos y petrográficos, con aplicación de especiales métodos microscópicos, dió gran número de datos ópticos fundamentales, particularmente sobre las plagioclasas, empleando muestras previamente sometidas al análisis químico cuantitativo y libres de potasio. Con esos materiales experimentó y describió las posibilidades de determinación del contenido de anortita por diversos procedimientos aplicables los más a secciones de determinados planos del cristal, las cuales deben ser encontradas y reconocidas en las preparaciones comunes de las rocas¹. Una entre las varias técnicas buenas, que él mismo señaló como especialmente fácil y de claros y precisos resultados, se basa en la medida del ángulo de extinción que se obtiene en secciones perpendiculares al eje cristalográfico a . Su aplicación se ha vuelto tan práctica y común que suele denominarse el método de Becke. Considerando que es ésta

* M es la antigua y conocida designación de la cara del segundo pinacoide (010); así como la del tercero (001) se señalaba con la letra P.

¹ F. BECKE, *Zur Physiographie der Gemengteile der krystallinen Schiefer* Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Mathem-naturw. Klasse. Bd. 75 I. Halbbd. Viena, 1913.

la primera técnica simple y rápida, de utilidad general, que conviene aprender y aplicar para la definición elemental de la composición de la plagioclasa cuando se describe una roca, insisto una vez más en la bondad y conveniencia del procedimiento, y dado que las ocasionales explicaciones parciales resultan siempre insuficientes, porque forman parte de un conjunto de relaciones que hace necesario verlo todo, repetiré la descripción y receta, con detalles de aclaración y convencimiento que no se hallan en ningún libro, que yo sepa: el mismo profesor Becke no se extendió en aclaraciones convenientes, pues lo publicado al respecto, como IIIª Sección, componente del "I. Halbband" del tomo 75 en 1913, obra citada, es la comunicación que había presentado a la academia vienesa en julio de 1906. La explicable brevedad de su exposición ha sido el motivo por el cual en la práctica del método se originan dudas que a mí, como a todos, me hacían tambalear, debiendo a veces buscar posibles apoyos. En dichos detalles, cuya noción hay que refrescar, se ven los factores que salvan las dudas. Si con las varias indicaciones y advertencias oportunamente aprovechadas, nuestras operaciones determinativas de las plagioclasas no tendrán en adelante inconvenientes, habré conformado a mis colegas de estudio, y hasta se me ocurre que puede ganar también en cierto grado el crédito de las determinaciones practicadas en mis descripciones de las rocas. El doble beneficio compensará el trabajo de exponer con la claridad posible lo que sigue y la paciencia con que hay que leerlo.

Las mencionadas secciones feldespáticas son a la vez perpendiculares al segundo (010) y al tercer pinacoide (001). En las rocas en que la plagioclasa ha alcanzado completo crecimiento (fenocristales), las secciones de que tratamos suelen llamar la atención por su contorno cuadrilátero y es frecuente un desarrollo casi igual de ambos pinacoides. Las trazas de la macla de la albita son paralelas al segundo pinacoide. Las de las tablitas del periclino, si las hay en la sección, son paralelas al tercero; lo son también las finas trazas del clivaje perfecto (001).

Por consiguiente, aun en las condiciones de muy deficiente limitación, cualquiera sea el contorno de la plagioclasa, es fácil reconocer cortes de la orientación referida. Si éstos muestran trazas de las dos maclas, ambas deben verse con los límites de sus tablitas nítidos, aunque es bueno recordar que siendo la del periclino una macla de plano bastante variable según la composición más o menos cálcica, su traza en el corte es fija, pero la línea puede presentar una finura y nitidez relativa. La sección de perpendicularidad al eje *a* más aproximada puede rectificar algo el valor angular de extinción que dan otras de menor exactitud; pero la corrección que resulta es siempre

pequeña, de modo que, si no hay varias para proceder con selección, puede también servir la medida de una sola sección de orientación apenas aproximada. Esta apreciación, que de primera idea puede parecer exagerada, es consecuencia de relaciones geométricas. La simple experiencia de medida en cuatro o cinco secciones de la misma preparación microscópica (que no revelen variación zonal) demuestra la pequeña diferencia causada por defecto de la orientación.

El sistema de las tablitas de la albita forma siempre ángulo agudo con la línea de su extinción α' ; los individuos suelen ser largos y numerosos, mientras que los de la ley del periclino, menos común, son generalmente pocos y no se prolongan de parte a parte de la sección feldespática. Pero ocurre algunas veces, en las rocas metamórficas, que la macla del periclino presenta las cualidades de frecuencia y longitud de individuos que casi invariablemente caracterizan a la de la albita, y ésta a su vez aparece allí escasa y de tablas cortas, tanto, que su aspecto induce a creer que se trate de la ley del periclino. La confusión puede resultar entonces grave.

En los casos de duda, para identificar con seguridad la macla de la albita, se prueba también que su posición es cruzada respecto al plano de los ejes ópticos. Para ese fin se obtiene la figura de interferencia, que siempre resulta buena porque estas secciones normales a a son también casi perpendiculares a la bisectriz α (índice mínimo del cristal). Luego se disponen los ejes ópticos en una posición diagonal, y sin mover la platina, se retira la lentecita de Bertrand, lo que hace ver que las tablitas de la albita ocupan los cuadrantes opuestos a los del plano de los ejes.

Cuando, como ocurre con mucha frecuencia, una sección de plagioclasa linda y transparente presenta nítidas las tablitas de la albita, y le faltan las del periclino, sirven en substitución de éstas, y con mayor precisión, las pequeñas y finas trazas del clivaje perfecto (001) que corresponden a su misma dirección. Entonces ellas se pueden ver nítidas conjuntamente con las líneas límites de las tablitas de la albita. En cortes tan favorables es fácil reconocer que, si tienen la orientación óptima, ambas trazas no sufren desplazamientos laterales al subir o bajar un poquito el tubo del microscopio, prueba positiva de la verdadera perpendicularidad al eje cristalográfico a . En tal condición precisa, todas las tablas de la albita (pares e impares) tienen igual grado de iluminación en una posición normal (paralela a un hilo del retículo) y también cuando se llevan exactamente a 45° ; además si las tablas pares se extinguen girando por ejemplo 10° hacia la izquierda del hilo vertical, las impares se extinguen simétricamente 10° a la derecha. Por eso se produce dicha igual iluminación. La uniformidad luminosa de los dos sistemas de individuos, que espe-

cialmente en la posición diagonal llega hasta la desaparición de los límites de macla, demuestra que no se halla interpuesta una asociación de Carlsbad (que aparece algunas veces) porque sus individuos contrastarían por la desobediencia a las relaciones ópticas indicadas, por sus límites más o menos difusos motivados por un plano de macla con frecuencia variable y también de traza imperfecta, revelando la conveniencia de dejarla de lado por inservible¹. Recuérdese que cuando a falta de mejor hay que conformarse con alguna sección de perpendicularidad deficiente, el resultado óptico será un ángulo de extinción que difiere bien poco del valor experimental correspondiente al feldespato de que se trata: No obstante, insistir en una orientación precisa sería recomendable en los casos de las plagioclasas más cálcicas, que dan ángulos de extinción superiores a $+30^\circ$, a causa de la menor sensibilidad determinativa de la parte final de la curva de Becke, pues ella sube más lentamente, lo que no ocurre en su extensión principal, cuyo recorrido es tan ascendente y diagonal que por cada grado angular acusa un aumento de poco menos que 1 % de anortita.

Para la medida del ángulo de extinción $\alpha':(010)$, es decir, a la traza de M, que es también la de la macla de la albita, hay que poner dicha traza en coincidencia con el hilo vertical del retículo, leer y apuntar el grado que está frente al cero del nonius, luego *hacer girar la platina hacia la izquierda*, los pocos grados necesarios para tener una o más tablitas en plena extinción, operación atentamente repetida con cuidadosa sensibilidad, localizada en la tabla elegida, y aun en sus lugares de visibilidad mejor, y entonces volver a leer y anotar como antes el grado correspondiente; la diferencia, es el ángulo de extinción. Después, se puede probar que es la línea α' la que coincide con el hilo vertical del retículo en la situación de extinción realizada; para ello se necesita llevar esta línea (que no se ve) a los cuadrantes que acostumbramos llamar 2 y 4, que es como decir NE y SO, girando la platina, *de donde está*, 45° hacia la derecha; colocar la lámina de yeso y verificar que la coloración resulta amarilla (indicio de que a γ del yeso le corresponde el índice menor de la sección del feldespato, α').

La curva de las extinciones para las secciones perpendiculares a α , trazada por Becke y confirmada por la revisión que efectuaron Duparc

¹ Otras maclas acompañantes o de asociación compleja son extraordinariamente raras y pueden eventualmente desecharse. Importante y muy recomendable es informarse en los textos cómo son las maclas del periclino, aclino, Manebach y Baveno.

y Reinhard¹, reproducida más o menos fielmente en los textos, da según los ángulos de extinción medidos, el contenido de anortita.

Aclaraciones necesarias y observaciones. — De acuerdo con la indicación precedente, la pequeña rotación de extinción se hizo *a la izquierda*; a ese lado del campo visual quedó inclinado el conjunto de las tablas de macla, y la línea de extinción α' , perteneciente a la linda tabla bien oscurecida, coincide con el hilo vertical del retículo (ella es invisible, pero de existencia demostrable por el yeso como está dicho). Por convención se aplica el signo $+$ al ángulo de extinción medido, cuando después de dicha operación, la situación resultante es la que acabamos de señalar; por ella podría decirse que si tuviésemos que ir de la tabla extinguida, al hilo vertical del retículo (= línea α') habría que andar en el sentido de las agujas del reloj.

El procedimiento explicado, de operar con las tablas llevadas a la extinción izquierda, es requerido por las plagioclasas de la gran mayoría de las rocas. El valor de los referidos ángulos de extinción de signo $+$ crece si sube el contenido de la molécula cálcica, hasta $+45^\circ$, que corresponde a la anortita 100 %, y decrece si disminuye la proporción de esta molécula. Cuando sucede que la plagioclasa contiene sólo 20,5 % de anortita, el ángulo de extinción se ha reducido a 0° , las tablitas en extinción son ahora todas (pares e impares); estando paralelas al hilo vertical, no hay ángulo que medir, se ahorra el trabajo, y ya se sabe que la composición es la expresada. Esto llega a verse en algunas micácitas y filitas, aplitas, pegmatitas y otras rocas ígneas ácidas.

Plagioclasas aun más albíticas son excepcionales en las rocas ígneas de la serie normal. Con tales feldespatos, siguiendo la técnica de Becke, la pequeña rotación para la extinción α' tiene que realizarse al revés del caso general, dado que el ángulo que ha pasado por 0° , crece del lado contrario. Las tablitas quedan entonces giradas a la derecha del hilo vertical y dan ángulos de extinción de valores pequeños, entre 1 y 15 grados. Como en esta segunda situación, el camino a recorrer para ir de la tabla extinguida al hilo vertical (línea α') tendría sentido contrario al del reloj, se aplica al ángulo de extinción el signo $-$.

Las rocas con plagioclasas muy albíticas se presentan raramente; ejemplos, algunas ígneas ácidas y alcalinas (ricas en Na_2O), sean éstas graníticas, apliticas, sieníticas o liparíticas, traquíticas y fono-

¹ L. DUPARC-M. REINHARD, *La détermination des plagioclases dans les coupes minces*. Mémoires de la Société de Physique et D'Histoire Naturelle de Genève. Vol. 40. Fasc. 1. 1924.

líticas. A veces la albita misma (con menos de 10 % de An) se halla en productos hidrotermales de contacto, y finalmente es posible su formación como mineral secundario debido a procesos de alteración, dentro de una plagioclasa básica; todo lo cual se presenta por efecto de factores especiales y muy rara vez.

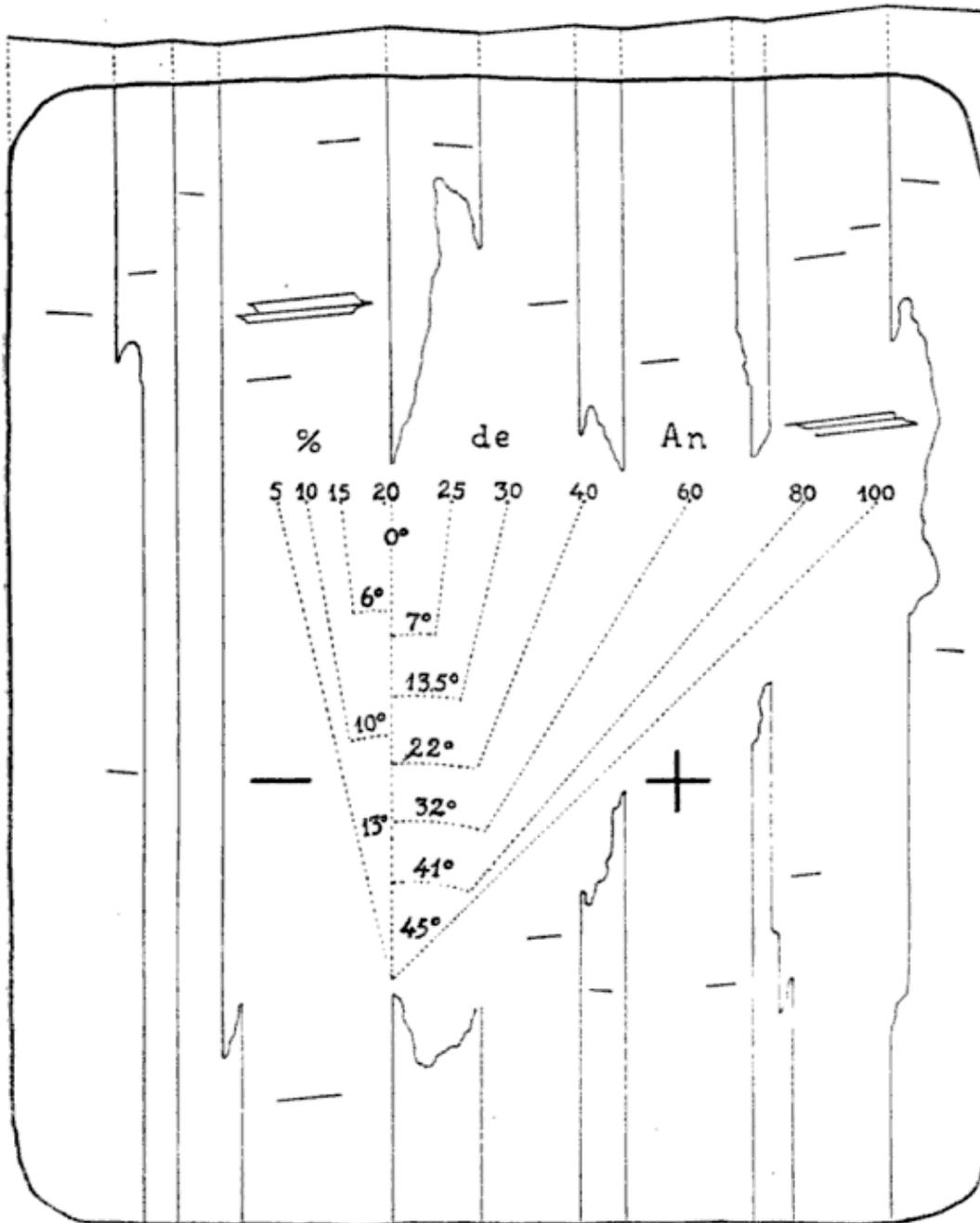


Fig. 1.—Esquema de una sección de plagioclasa.

Prácticamente es, pues, el procedimiento de la extinción a la izquierda del retículo el que corresponde realizar, es decir, el de los valores angulares positivos. Esto tiene la importante ventaja de que, salvo las excepciones albíticas, la rotación para la extinción a medir

se efectúa siempre del mismo lado, y entonces, sin dudas ni temores, se la ensaya previa y rápidamente a fin de saber qué individuos de macla sirven (porque se extinguen de ese lado) y elegir de ellos el más amplio y limpiamente visible para efectuar la medida.

La deliberada resolución de utilizar en el caso general sólo los individuos que dan la extinción a la *izquierda* (y en el caso de las plagioclasas muy albiticas sólo las tablas de extinción a la *derecha*), desentendiéndose de las otras tablas ópticamente opuestas y simétricas, la adoptó Becke para lograr una sola forma de trabajo. Lo determinante de su táctica está en la circunstancia siguiente: Un cristal simple de plagioclasa se orienta con el eje *a* bajo hacia adelante y el *b* bajo hacia la derecha. En la asociación polisintética de la albita, los individuos que tienen esta orientación, convencional, alternan lateralmente con otros que por la macla presentan hacia adelante la rama negativa ascendente del eje *a*, y a la derecha la rama negativa ascendente del eje *b*. Becke eligió la condición visual de trabajar con los individuos de la segunda orientación. Sobre tal base invariable, son éstos exclusivamente los individuos de la sección microscópica que dan las extinciones habituales del signo $+$ (y las excepcionales del signo $-$).

La figura 1 ha sido construída para ilustrar las varias relaciones que se deben reconocer y para ayudar a establecer concluyentemente las condiciones operatorias, así como para concretar la simplificación del procedimiento, que evita confusiones y errores. Muestra el corte normal al eje *a* de un fenocristal de plagioclasa, afectado por disolución, como es común, pero completado idealmente en su extremo superior correspondiente a las caras (001) y $(00\bar{1})$ para la total evidencia y distinción de los individuos maclados. Se ve que tienen la orientación elegida por Becke los que terminan con la cara $(00\bar{1})$, es decir, los que señalan con su pequeña traza en la línea quebrada de arriba, que su ángulo superior derecho es el *agudo*, y su izquierdo el *obtusos*. Esto significa que dichos elementos tabulares son los que tienen el eje *b* bajando a la izquierda, como también la traza $(00\bar{1})$ del tercer pinacoide. Son, por consiguiente, los que dan la habitual extinción a la izquierda, los útiles en nuestro caso. Los otros, que la dan simétrica, no nos interesan. De los dos indicios indicadores que aprovechamos para reconocerlos, es permanente la extinción izquierda. La traza del tercer pinacoide ha sido necesario aquí reconstruirla, pero lo hemos hecho para mayor ayuda o guía, porque el dibujo hace advertir que su desaparición no daña mucho, toda vez que la reemplaza el clivaje (001) de

nuestras tablas y, de estar presente, también la traza de la macla del periclino.

Dentro del paralelogramo está señalada la correspondiente variación gradual de la dirección de la línea de extinción α' según la composición de las plagioclasas. Se ve que en la gran sección de los ángulos de extinción positivos, la línea α' se abre del lado derecho del límite de macla (obligando a la rotación izquierda de extinción); además, lo que es importante, *apunta hacia el diedro agudo del cristal* (denunciado, por lo menos, por las maclas y el clivaje).

En cambio, en las plagioclasas de ángulos de extinción negativos se abre del lado izquierdo, a más *de apuntar hacia el diedro obtuso*. Claro está que dichas señales del diedro agudo y del obtuso del cristal han de verse en la tabla feldespática que se lleva a la extinción o en sus correspondientes de oscurecimiento simultáneo, pero no en las otras tablas alternantes, que son recíprocas por efecto de la hemitropía de la albita. Las primeras (véase en el dibujo) señalan el diedro agudo a la derecha, las recíprocas al revés. Estas, que no dan la extinción izquierda utilizada, no están tampoco en la posición de la vista de atrás preestablecida por Becke, sino en la contraria; por tanto, se hace abstracción de ellas.

La comprobación de que la extinción obtenida, como hacemos siempre, girando hacia el lado izquierdo, es la operación correcta, la tenemos por la verificación de que la línea α' apunta hacia el lado del citado diedro agudo. Nuestro ángulo de extinción $+5^\circ$ o $+20^\circ$, por ejemplo, es entonces seguro.

El caso de la excepción. Si al ensayar la extinción como siempre (hacia la izquierda) ésta se obtiene, pero en la prueba de control vemos que las tablas que la producen no son las de la orientación de Becke (de la vista de atrás, con el vértice superior agudo a la derecha), estamos operando con las tablas recíprocas, lo que no debemos hacer. Entonces empleamos las útiles, *que se extinguen hacia la derecha*. Luego tenemos que verificar que la línea α' apunta hacia el lado del vértice obtuso de los elementos del cristal que se han usado (relación que es visible en la figura). Este resultado significa que hemos descubierto que la plagioclasa está comprendida en la corta sección muy sódica, con menos de 20,5 % de anortita. El ángulo de extinción es entonces seguramente negativo, y sus valores podrían ser entre -1° y -9° (oligoclasa ácida) y entre -10 y -15° (albita).

La realidad tan alcalina demostrada así ópticamente, sería además, sin duda, corroborada por indicios de la relación paragenética

del feldespato muy sódico, con particularidades concordantes en los otros minerales que son sus compañeros en la roca. Ya fueron mencionados los principales ejemplos de rocas poseedoras de plagioclasas del pequeño sector, oligoclasa-albita hasta albita. En su mayoría tales rocas suelen mostrar un rasgo sódico, a veces geográficamente reconocible, que no tienen las rocas de la serie normal y cuyo interés de averiguarlo se sobreentiende.

El recurso de operar con un solo sistema de individuos de la macla, como lo ha puesto en práctica Becke, es ventajoso por la sencillez y mecanización de las posiciones y observaciones, sin tener que introducir cambios de rotación según las tablas directas o las recíprocas de una misma sección; lo que evita dudas y equivocaciones.

Si, a diferencia de Becke, se empleasen las tablas del otro sistema de individuos (correspondientes a la traza del cristal triclínico visto desde el lado del brazo anterior del eje cristalográfico a), el gráfico a consultar sería un dibujo al revés del que hemos examinado, como si éste se mirase por el lado del reverso del papel, dibujo que siendo el mismo, conserva α' apuntando correspondientemente al mismo diedro. De aquí surge que un operador avezado y de atención concentrada, puede servirse a voluntad de las más lindas tablas de uno y otro sistema de la macla, en las mediciones de una misma sección de plagioclasa, haciendo en cada momento la rotación de extinción diestra o siniestra, según sea el individuo directo o recíproco, y aplicando al ángulo el mismo signo, correspondiente, sin equivocarse. Los repetidos resultados angulares de este ejercicio, que es como un deporte, han de equivaler por completo y pueden oficiar como corroboraciones, pero significan un lujo de trabajo. Esa doble forma de maniobra está implicada en la brevísima presentación del procedimiento escrita por Duparc y Reinhard (obra citada) en pocas líneas y con la comodidad de prescindir de explicaciones. Estas consideraciones tienen el objeto didáctico de convencer al estudiante de que, al ofrecer la forma de procedimiento aquí recomendada in extenso, Becke ha propiciado desde el comienzo una simplificación útil para facilitar el ejercicio mental y la retención de lo que es necesario hacer y ver en esta averiguación, breve pero suficiente, de la composición de las plagioclasas en el estudio microscópico de las rocas.

Para la confirmación de las determinaciones de composición realizadas con las operaciones de medida del ángulo de extinción, y aun disipar temores, se recurre comúnmente a la verificación aproximada de los índices de refracción de la plagioclasa medida, comparados con el del bálsamo de Canadá y con los del cuarzo, si se halla en la roca, el cual llega con ϵ a igualar el índice α de la andésina básica

(48 % An). Pero también como ensayo probatorio, más amplio y cómodo es el servicio de guía que presta la figura de interferencia de una sección cíclica de la plagioclasa que se estudia. En tal figura, la isogira es característicamente útil para revelar relaciones ópticas que, si las cosas se hicieron bien, han de ser las que corresponden a un cristal de la composición averiguada.

La curva de la variación del ángulo $2V$ y del carácter óptico de las plagioclasas, ofrece en su curso regularmente sinuoso la expresión gráfica indicadora de las sucesivas condiciones axiales ópticas. Hay en ella siete lugares destacados, cuya posición indica las cualidades de una figura de interferencia definida y por consiguiente demostrativa; son en orden las siguientes:

Contenido de An.	Indicio óptico de la figura de interferencia
1. 5 %	Isogira curva Pleno signo positivo
2. 17 %	„ recta Indiferencia; $2V = 90^\circ$
3. 27 %	„ curva Pleno signo negativo
4. 37 %	„ recta Indiferencia; $2V = 90^\circ$
5. 52,5 %	„ curva Pleno signo positivo
6. 68 %	„ recta Indiferencia; $2V = 90^\circ$
7. 90 %	„ curva Pleno signo negativo

Se comprende que tratándose de lugares de referencia escalonados, cuyos puntos focales (17 %, 27 %, 37 %, etc.) corresponden al apogeo de los indicios ópticos; cada indicio cubre y sirve de confirmación también para los valores % inmediatos inferiores y superiores. Así, por ejemplo, una composición que se ha medido de 30 % de An, queda en el tipo de figura de interferencia del lugar 3, cuyo foco está en 27 %. Con ello la figura de interferencia señala que la composición determinada no es falsa y de ubicación desacertada.

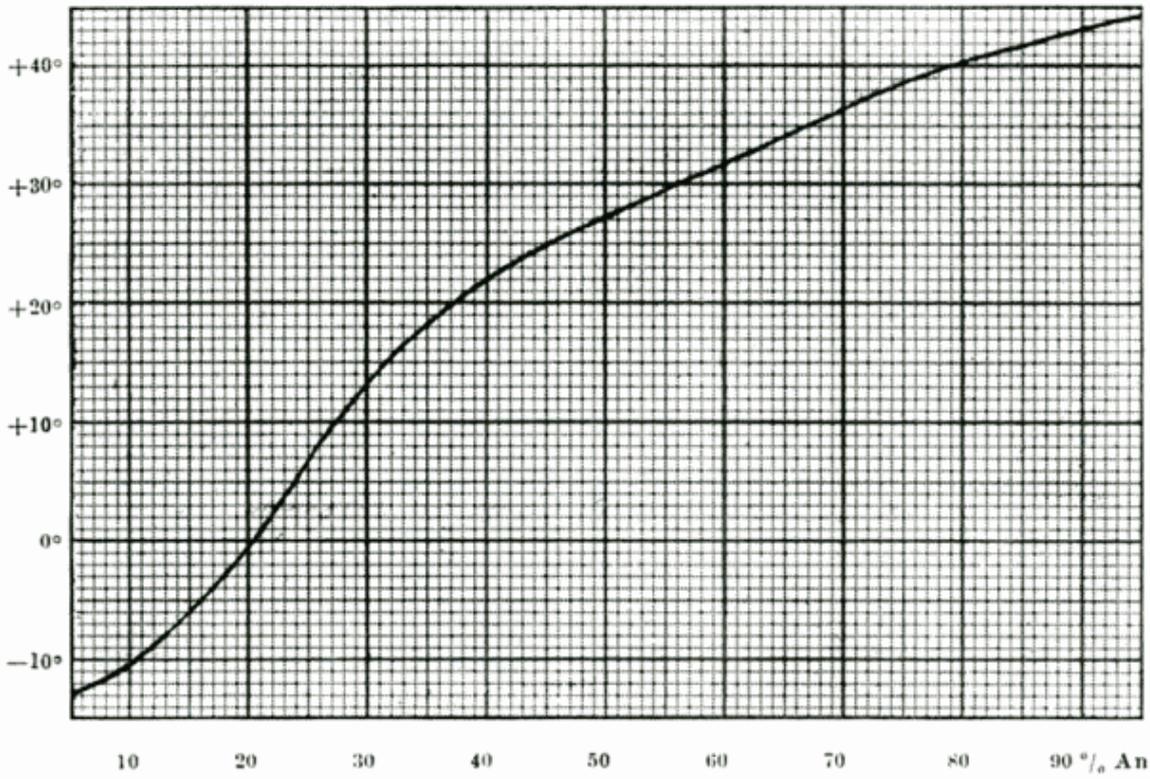
No obstante la necesaria extensión de las aclaraciones formuladas, se llega en resumen a ver que la tarea de clasificar la plagioclasa se reduce a pocos pasos, y que, después de breve ejercicio, ella puede repetirse en cuatro o cinco secciones de una preparación, empleando más o menos media hora, porque no se pierde tiempo en realizar comprobaciones factibles que no se consideran indispensables. Si en una o dos de las secciones, realizando por ejemplo el trabajo general con extinción a la izquierda, no se encontró dónde ver y servirse del infalible indicio que da el clivaje del tercer pinacoide, ello no importa habiéndolo visto en las otras; no es esto motivo para abandonar el dato $\alpha' : M$ de una buena sección. Dicho dato no debería tampoco desecharse si su valor tiene ajustada concordancia con los obtenidos en pleno control. Los individuos sin ninguna traza visible de su clivaje no pueden ser impropios para efectuar la medición si

son de los que dan la extinción a la izquierda, que es indicio capital de su orientación.

Las posibilidades de asegurarse de las exactas relaciones no deben creerse tan pobres y restringidas. Así, el hecho de hallar aunque sea una sola y corta línea fina representativa del clivaje (001) en alguno de los individuos *del otro sistema de tablitas* no utilizado (de extinción derecha) sería la prueba segura de que tenemos derecho a dibujar mentalmente en una vecina *tablita de las nuestras* (de extinción izquierda) la correspondiente línea simétrica, traza del clivaje (00 $\bar{1}$) que no vemos, y cuya existencia, sin embargo, no se puede negar. También la traza de la macla del periclino es, como sabemos, un indicio que puede aparecer y servir para señalar la situación del diedro agudo. Finalmente, por el mismo artificio indicado es permitido fijar la dirección de su traza virtual simétrica, si esta macla no está en tablas del sistema de extinción izquierda con el cual se trabaja. Se entiende que estas observaciones valen igualmente en el caso de las plagioclasas ricas en albita, en el cual las tablas de la orientación de Becke dan la extinción a la derecha del retículo.

Concluyendo, la experiencia demuestra que con la repetición de cuatro o más medidas en la preparación de una roca, y gracias al hábito formado de examinar bien y visualizar finamente los efectos de la extinción, este viejo y modesto procedimiento óptico indica la composición de las plagioclasas con una aproximación tan grande que pretender más sería irrazonable, habiendo en la sección de la roca mucho para averiguar, observar, explicar y sacar deducciones a veces muy interesantes y útiles por los conocimientos que proporcionan.

LAMINA



Curva de las extinciones α' : (010) en secciones perpendiculares al eje a .

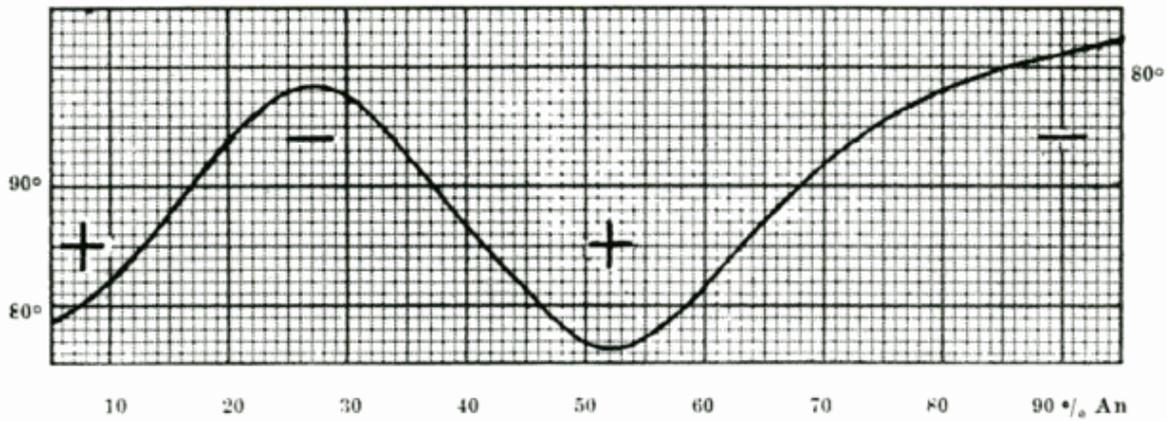


Gráfico de la variación del ángulo de los ejes ópticos.

EL MATERIAL VOLCÁNICO-PIROCLÁSTICO
EN
LA SEDIMENTACIÓN CUATERNARIA ARGENTINA

Por MARIO E. TERUGGI

Harto conocida es la importancia que han tenido los fenómenos volcánicos en la historia geológica argentina; en efecto, sabemos que durante el Terciario y el Cuaternario —para no decir nada de los períodos anteriores— se han sucedido las manifestaciones de una actividad volcánica intensa, con sus correspondientes coladas de lavas y depósitos de tobas. En lo que respecta a los sedimentos cuaternarios que se hallan relativamente alejados de los centros volcánicos, diversos autores (Doering, 1907; Frenguelli, 1928, entre otros) han reconocido y descrito intercalaciones de cenizas volcánicas, cuya importancia como medios de intentar posibles correlaciones estratigráficas ha sido señalada reiteradamente tanto en el país como en el extranjero (Schultz y Stout, 1945).

Sin embargo, el reconocimiento de las capas de cenizas volcánicas ha llevado consigo la suposición de que se trataba de niveles accidentales o “extraños”, por así decirlo, dentro de un espesor sedimentario para el que, a menudo tácitamente, se admitía un origen y una naturaleza distintos. A este respecto, debe señalarse que, hasta el presente, poco o nada se ha hecho para conocer la verdadera naturaleza y composición de nuestros sedimentos cuaternarios finos, lo que quizá pueda atribuirse a la ausencia de investigadores especializados en sedimentología y al muy reciente desarrollo —unos treinta años— de los métodos que permiten tales estudios. Efectivamente, si se exceptúan las observaciones de Wright y Fenner (1912) sobre escorias y tierras cocidas, las muy someras de Principi (1915) y las investigaciones puramente químicas de Bade (1920), casi nada se ha publicado sobre la naturaleza íntima de nuestros terrenos cuaternarios. Recientemente, sin embargo, en el Departamento de Ciencias Geológicas del Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias

Naturales de Buenos Aires, se ha concluido una investigación detallada de los sedimentos que afloran en las barrancas entre Mar del Plata y Miramar, y en base a los resultados obtenidos —de pronta publicación— y algunas observaciones personales, creo que es posible presentar un cuadro parcialmente nuevo de la sedimentación cuaternaria, por lo menos en lo que se refiere a la región pampásica bonaerense.

En general, podemos señalar para los sedimentos pampianos o pampeanos las siguientes características:

a) Constancia en la composición granulométrica, pues se trata siempre de limos arenosos o areno-arcillosos, más raramente arenas limosas. En todos los casos, la arena componente de estos sedimentos es muy fina; en algunos niveles es dable observar la presencia de fenoclastos relativamente grandes, pero están constituidos por fragmentos de los mismos limos, que han sido redepositados junto con el material más fino. Por otra parte, las curvas acumulativas muestran que la selección ha sido por lo común muy buena; además, la forma de las curvas es similar a la de las obtenidas del análisis granulométrico de polvos atmosféricos.

b) Constancia en la composición mineralógica, tanto en la de la fracción arena como en las de limo y arcilla. Las variaciones mineralógicas, sobre las que haremos referencia más adelante, no llegan nunca a modificar o alterar la relativa homogeneidad de estos terrenos.

c) Fracción arena constituida esencialmente por minerales de origen volcánico. Esto se reconoce por las siguientes características: abundancia de plagioclasas, predominantemente intermedias o básicas, a menudo zonales; presencia de considerables cantidades de trozos y fragmentos pequeños de pastas de rocas volcánicas (felsitas, andesitas, basaltos); contenido apreciable de vidrio volcánico bajo la forma de trizas (*shards*); asociación de minerales pesados derivados de vulcanitas (hornblendas, piroxenos —augita e hipersteno—, magnetita, etc.). En términos generales, puede estimarse que la cantidad de minerales de origen no volcánico o indeterminable llega a lo sumo a un 30 por ciento, con frecuencia a mucho menos. De ello resulta que el cuarzo, cualquiera sea su origen, es poco abundante en estos sedimentos (15 a 20 % es lo común).

d) La fracción limo en su mayor parte, y la arcilla en su casi totalidad, están constituidas por un mineral que ha podido ser identificado como perteneciente al grupo de la montmorillonita. Este montmorillonitoide ha derivado de la descomposición del vidrio volcánico, y la investigación microscópica, efectuada con ciertas precauciones, permite reconocer su origen vítreo. En consecuencia, las fracciones finas deben considerarse como constituidas casi enteramente

por vidrio volcánico alterado, junto con el cual se hallan cantidades apreciables de vidrio fresco.

Estas cuatro características permiten inferir que los sedimentos pampeanos representan depósitos continentales alóctonos, constituídos en su casi totalidad por material volcánico-piroclástico que ha sido transportado y depositado primariamente por acción eólica. En base a esto, debemos considerar que, de todas las teorías primitivas emitidas sobre el origen de nuestros sedimentos cuaternarios (cuyas reseñas y citas bibliográficas pueden consultarse en los trabajos de Roth, 1920, y Frenguelli, 1925), la más acertada es la de Bravard, quien ya en 1857 defendió el origen eólico y en gran parte volcánico de la formación pampeana, anticipándose en trece años a von Richthofen (el cual, según Russell, 1944, formuló su teoría eólica del loess en 1870) y en veinticinco a Howorth (1882), que postuló el origen volcánico de los sedimentos loésicos. Por otra parte, nuestros resultados coinciden suficientemente con los obtenidos por F. González Bonorino (comunicación personal), que estudió algunos sedimentos cuaternarios de la Capital Federal.

Este tipo de sedimentación, que podríamos denominar eolo-volcánica, no es exclusiva de nuestros sedimentos terrestres. En un estudio realizado sobre los sedimentos marinos del golfo San Jorge (Teruggi, 1954), tuve oportunidad de demostrar que, en esa región, el material componente de los fangos terrígenos de la plataforma continental es también de origen volcánico-piroclástico y ha sido transportado por los vientos. Es evidente, entonces, que estamos en presencia de una vastísima sedimentación eolo-volcánica que abarca, según se podría juzgar por las escasísimas informaciones sedimentológicas de que disponemos, por lo menos toda la región que va desde el sur del golfo San Jorge hasta Buenos Aires; naturalmente que al considerar esta zona tenemos en cuenta tanto los sedimentos terrestres como los que se han depositado en la plataforma continental. Por su amplitud espacial y temporal (en su facies continental abarca como mínimo todo el Cuaternario), esta sedimentación parece ser una de las más notables del mundo.

Reconocido el origen de nuestros depósitos cuaternarios en la zona mencionada, quedan una serie de cuestiones cuya respuesta no es fácil de hallar. En primer lugar, se plantea la pregunta de cuál puede ser el área o región de procedencia del material volcánico-piroclástico; entramos con esto en un campo altamente especulativo, puesto que nuestro desconocimiento de la composición y características mineralógicas de la mayoría de las rocas argentinas obliga a efectuar suposiciones, cuya verdad sólo podrá verificarse mediante estudios posteriores. Pese a estas dificultades, creo que lo más acertado es

considerar a la región occidental y sudoccidental que bordea a la zona pampásica bonaerense como aquella de donde ha provenido el material. Algunas observaciones que he efectuado sobre sedimentos rionegrenses del valle del Río Negro, además de las realizadas por López Alaniz (1954), demuestran que hay bastante concordancia, pese a la diferencia en el tamaño de los granos, entre la composición mineralógica de esos depósitos, que es también decididamente de origen volcánico, y los sedimentos cuaternarios en cuestión; más aun, he podido comprobar, en base a ciertas características (forma, desgaste, tipo de inclusiones, etc.), que el abundante hipersteno del Rionegrense es similar al de los sedimentos pampeanos, lo que denotaría un origen común o la derivación del segundo a partir del primero. Estos hechos, más la abundancia en la región mencionada de rocas volcánicas y piroclásticas del tipo requerido (andesitas, basaltos, etc.), para explicar la asociación mineralógica de los sedimentos pampeanos, justifican la suposición de que efectivamente sea ésta la zona de donde provino el material volcánico-piroclástico. En lo que respecta a su transporte, bastaría con que, en el Pleistoceno, los vientos predominantes y/o de mayor intensidad hayan procedido, como lo hacen ahora, del oeste y sudoeste; Frenguelli (1933), que ha estudiado la marcha de la ceniza volcánica de la erupción del volcán Quiza-Pu, nos suministra un buen elemento de juicio en favor del transporte del material piroclástico en las direcciones señaladas.

Es evidente, dada la finura del material, que éste ha sido transportado en suspensión por corrientes aéreas, y se ha ido depositando lentamente, como un manto sedimentario, en la superficie de los terrenos y en las aguas oceánicas. Este material eólico debe de haber caído, en el primer caso, en una llanura con vegetación herbácea, o sobre él, una vez depositado, se ha desarrollado esta vegetación, como lo demuestra la abundancia de células silíceas de gramíneas y otras plantas. Sin embargo, en algunos niveles del Cuaternario, la curva normal de frecuencia es de tipo bimodal, con un máximo secundario poco acentuado en las admixturas correspondientes a arena mediana. A su vez, esta admixtura está esencialmente compuesta por minerales pesados (augita, hipersteno, granates y opacos) con excelente redondeamiento, lo que denota prolongada acción abrasiva en ambiente desértico; puede interpretársela, por lo tanto, como material que ha sido ocasionalmente arrastrado por tracción de vientos intensos. Esta interpretación no excluye la posibilidad de que parte de este material más grueso haya caído al mar y llevado por corrientes hasta las costas bonaerenses, de donde puede haber sido levantado por los vientos e incorporado al material más fino traído en suspensión. Recordemos también que Frenguelli (1940) ha descrito

el transporte de rodados adheridos a plantas acuáticas, lo que es otra posibilidad que no debe descartarse. De cualquier modo, se requieren estudios sobre la marcha del material sedimentario a lo largo de nuestras costas para la dilucidación de estas cuestiones.

Creo conveniente destacar aquí que el hecho de que los sedimentos cuaternarios estén constituidos en su mayor parte por material volcánico-piroclástico no significa que en el Pleistoceno se hayan repetido, continua e incesantemente, las erupciones volcánicas. Con todo, las explosiones deben haber sido muy frecuentes (véase al respecto la lista de explosiones que menciona Frenguelli (1930) para los volcanes de la serie meridional de los Andes durante los siglos XIX y parte del XX), y sus productos se han incorporado, sin duda alguna, a los sedimentos cuaternarios, dando origen principalmente a las capas de cenizas volcánicas que se han señalado en los perfiles de distintos lugares. Sin embargo, es posible que el grueso del material provenga, como ya lo señalara Bryan (1945) con respecto a sedimentos similares de México, de depósitos de tobas o rocas volcánicas sobre los que ha actuado el viento en forma deflasiva, levantando las partículas finas y transportándolas a un nuevo ambiente de sedimentación. Si esta suposición es correcta, buena parte del material componente de nuestros terrenos cuaternarios debe de haber pasado por dos ciclos sedimentarios como mínimo: uno, en el Cuaternario o cualquier período anterior, que originó los sedimentos tobáceos; y otro, exclusivamente Cuaternario, que engendró los terrenos pampeanos sobre la base del material derivado del primer ciclo.

Esta posibilidad está abonada por un hecho que es necesario destacar. Los sedimentos cuaternarios son *inmaduros*, o sea que contienen en excelente estado de frescura abundantes minerales que, en diverso grado, son fácilmente alterables, como plagioclasas, anfíboles, piroxenos, etc. Esto indica que el ambiente de sedimentación cuaternario no ha reunido las condiciones físicas y químicas necesarias para producir la alteración de estos minerales, o bien, simultánea o alternativamente, que no ha transcurrido el tiempo necesario para ocasionar esa alteración. Sin embargo, como ya mencionara, las fracciones más finas de nuestros sedimentos están compuestas en su mayor parte por un montmorillonóide, derivado de la alteración del vidrio volcánico. Pero hay más todavía: junto al vidrio descompuesto, en los mismos terrenos, hay trizas vítreas perfectamente frescas. Si aceptamos la opinión autorizada de Grim (1953) de que la bentonita (montmorillonóide) no se origina por meteorización y que la alteración del vidrio en montmorillonita se efectúa singénica o parasingénicamente, es decir, junto con la depositación o poco tiempo después, entonces debemos concluir que el vidrio alterado no se ha

descompuesto *in situ*, sino que ha sido transportado, hasta los lugares donde se depositó, ya transformado en montmorillonita. Esto explicaría la coexistencia, en el mismo depósito, de vidrio totalmente alterado y de vidrio fresco, pues si la descomposición hubiese actuado después de la depositación, todo el vidrio debería hallarse alterado o en vías de estarlo. Según esta interpretación, las trizas vítreas frescas no serían otra cosa que el material incorporado a los sedimentos durante las explosiones volcánicas cuaternarias, o sea coetáneas con los depósitos, mientras que el vidrio alterado puede ser cuaternario o de cualquier otra edad geológica.

Todas estas consideraciones indican la necesidad que tenemos de un mejor conocimiento de nuestros sedimentos piroclásticos, que bajo la forma de tobas, tufitas y cineritas se distribuyen por amplias regiones del país. El estudio mineralógico-estratigráfico de nuestros depósitos tobáceos —que ni siquiera está iniciado, según los conocimientos a mi disposición—, junto con el de nuestras vulcanitas, puede suministrar la clave para establecer más precisamente el problema de la procedencia del material sedimentario cuaternario. Conjuntamente, debería investigarse el modo y las condiciones de alteración de las tobas, lo que, aparte de su interés práctico, servirá para determinar los procesos diagenéticos que pueden haber sufrido los terrenos pampeanos.

El estudio de tobas y tufitas —en especial de las terciarias y cuaternarias— es también necesario para intentar efectuar correlaciones. Ya he dicho que, en general, la composición mineralógica de los terrenos cuaternarios es relativamente homogénea, hecho éste que acrecienta el valor de las intercalaciones de cenizas volcánicas para correlacionar estratos de distintos lugares. Lo dicho no significa que no hay variaciones en la composición mineralógica, sino que las mismas no son lo suficientemente marcadas, cuali o cuantitativamente, para permitir ensayar, sin grandes riesgos, el reconocimiento de zonas mineralógicas diferenciales con cierta facilidad. Por lo tanto, el problema de correlacionar mineralógicamente los sedimentos pampeanos deberá ser diferido hasta que contemos con abundantes datos sedimentalógicos, que permitirán comprobar si ciertas variaciones son locales o regionales. Con todo, en nuestro estudio de los sedimentos de la zona Mar del Plata-Miramar hemos podido distinguir, trabajando en detalle, algunas zonas mineralógicas que ofrecen perspectivas de ser utilizables en correlaciones stratigráficas.

En base a las consideraciones precedentes se puede concluir que nuestros sedimentos loessoides cuaternarios son de origen desértico, o sea que se han formado por la acción de los vientos que han transportado el material fino de regiones áridas o semiáridas. Empero, el

reconocimiento de la gran participación eólica en el transporte del material no es del todo suficiente, pues un depósito de loess puede —y a menudo lo es— ser retrabajado y redepositado por la acción de aguas continentales (lluvias, ríos, arroyos, lagunas, etc.). Por consiguiente, es necesario acumular gran número de observaciones y datos, con el fin de tratar de establecer si se puede distinguir, sedimentológicamente, un material loésico de directa depositación eólica de uno que ha sido reelaborado por las aguas, o sea entre lo que ha sido denominado, respectivamente, loess y limo por Frenguelli (1925), loess y material loessoide (*loesslike*) por Russell (1944) o loess primario y loess secundario por Obruchev (1945). La importancia de este problema, estrechamente vinculado con cambios climáticos, ha sido destacada por investigadores modernos (Smith, 1949), pero hasta ahora no disponemos de métodos sedimentológicos seguros que permitan su solución, salvo quizás el contenido de carbonato de calcio, considerable en el loess y muy bajo en los sedimentos loessoides, que fuera señalado por Frenguelli (1925) y otros autores (Russell, 1944). Personalmente, creo que un estudio sedimentológico comparativo permitirá resolver esta cuestión, pero por el momento me es imposible agregar nada más, a causa de que los sedimentos que hemos investigado hasta ahora son todos de tipo “limo” o material loessoide.

Pese a que esta pequeña contribución presenta más problemas que los que resuelve, confío en que deje un saldo positivo basado en los hechos observados: la demostración de la importancia extraordinaria que tiene el material volcánico-piroclástico en nuestra sedimentación cuaternaria, hasta el punto de tener que confesar que estamos en presencia de sedimentos para los cuales carecemos de adecuada denominación, pues al parecer difieren totalmente de otros similares europeos, norteamericanos y asiáticos, sobre los cuales tampoco hay gran abundancia de datos sedimentológicos. No obstante, es de confiar que en los años venideros se intensifiquen estas investigaciones —no desprovistas de interés práctico, ya que el hombre vive esencialmente sobre y del Cuaternario— y que de entre las filas geológicas se destaquen algunos estudiosos que quieran contribuir a la solución de estos problemas.

LISTA BIBLIOGRAFICA

- BADE, F., 1920. *Investigaciones petroquímicas del loess pampeano*. Rev. Museo La Plata, tomo XXV, pág. 213-236.
- BRAVARD, M., 1857. *Registro estadístico del Estado de Buenos Aires*.
- BRYAN, K., 1945. *Glacial versus desert origin of loess*. Am. Jour. Scie., tomo 243, nº 5, pág. 245-248.

- DOERING, A., 1907. *La formación pampéenne de Córdoba*. Rev. Museo La Plata, tomo XIV, pág. 172-190.
- FRENGUELLI, J., 1925. *Loess y limos pampeanos*. An. Soc. Arg. Est. Geogr. "GAFA", n^o 1, pág. 1-88.
- FRENGUELLI, J., 1928. *Observaciones geológicas en la región costanera sur de la Provincia de Buenos Aires*. An. Fac. Cienc. Educ., tomo II, pág. 1-145. Paraná.
- FRENGUELLI, J., 1933. *I vulcani delle Ande e l'eruzione del Quiza-Pú*. Le vie d'Italia e del mondo, año I, n^o 1, pág. 95-112. Milán.
- FRENGUELLI, J., 1940. *Un mecanismo poco conocido para el transporte y la dispersión de rodados marinos*. Notas Museo La Plata, tomo V, Geol. 10, páginas 185-192.
- GRIM, R. E., 1953. *Clay Mineralogy*. Mc Graw-Hill Book Co., New York.
- HOWORTH, H. H., 1882. *The loess - a rejoinder*. Geol. Mag., 2^a Ser., vol. 9, pág. 343-356.
- LÓPEZ ALANIZ, Y. A. L. de, 1954. *Contribución al conocimiento de los sedimentos y el suelo de la alta terraza del valle del río Colorado*. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, n^o 37, pág. 1-28.
- OBRUCHEV, V. A., 1945. *Loess types and their origin*. Am. Jour. Scie., tomo 243, n^o 5, pág. 256-261.
- PRINCIPI, P., 1915. *Alcune osservazioni sul loess del territorio argentino*. Boll. Soc. Geol. Italiana, vol. XXXIV, pág. 219-224.
- ROTH, S., 1920. *Investigaciones geológicas en la llanura pampeana*. Rev. Museo La Plata, tomo XXV, pág. 135-342.
- RUSSELL, R. J., 1944. *Lower Mississippi Valley loess*. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 55, n^o 1, pág. 1-40.
- SCHULTZ, C. B. y STOUT, T. M., 1945. *Pleistocene loess deposits of Nebraska*. Am. Jour. Scie., tomo 243a, n^o 5, pág. 231-244.
- SMITH, H. T. U., 1949. *Physical effects of pleistocene climatic changes in nonglaciated areas, etc.* Bull. Geol. Soc. Am., tomo LX, pág. 1485-1516.
- TERUGGI, M. E., 1954. *Características granulométricas y mineralógicas de algunos fangos del Golfo de San Jorge (Rep. Arg.)*. Rev. Inst. Nac. Inv. Cienc. Nat. Bs. As., Geol., tomo III, n^o 3, pág. 229-246.
- WRIGHT, E., y FENNER, C. N., 1912. *Petrographic study of the specimens of loess, tierra cocida and scoria collected by the Hrdlicka-Willis Expedition*. Bur. Ethnology, Bull. 52, pág. 15-41.

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA : *Presidente* : DR. ARMANDO F. LEANZA ; *Vice-Presidente* : DR. CARLOS D. STORNI ; *Secretario* : DR. HORACIO H. CAMACHO ; *Tesorero* : DR. JORGE E. MATHOL ; *Vocales titulares* : DR. HORACIO V. RIMOLDI, DR. TOMÁS SUERO, DR. JULIÁN A. FERNÁNDEZ ; *Vocales suplentes* : DR. CARLOS A. BORRAZÁS, DR. ARTURO J. AMOS, DR. CÉSAR R. VILELA.

SUBCOMISION DE LA REVISTA : DR. ARMANDO F. LEANZA, DR. HORACIO V. RIMOLDI Y DR. HORACIO H. CAMACHO.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

t) Los autores se ajustarán, en la preparación de sus originales, a las siguientes indicaciones :

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne varietur* — a dos espacios y con las hojas escritas en una sola de sus caras.

2) La lista bibliográfica llevará por título : « Lista de trabajos citados en el texto ». Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a, b, c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes : apellido completo e iniciales del nombre del autor ; título completo de la obra ; lugar y fecha de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen, páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.

3) Las citas bibliográficas deberán ser incluídas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo.

4) Las ilustraciones consistentes en dibujos deberán ser confeccionadas en tinta china indeleble. A los efectos de su mejor reproducción, es conveniente que ellas sean presentadas a doble tamaño del que serán publicadas.

5) Los autores subrayarán con línea *entera* los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla ; con línea *cortada* los que deban ir en versalita y con línea *doble* los que deban ser compuestos en negrita.

La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a
PERÚ 684, Buenos Aires (Rep. Argentina)

CURA-CÓ

SOC. DE RESP. LTDA. CAPITAL \$ 100.000 M/N

GEOLOGIA - GEOFISICA - MINERIA

ALTOLAGUIRRE 2041 — T. E. 51 - 9531 — BUENOS AIRES