

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

C. E. VILELA, Algunos rasgos particulares de la geología de Iruya (Salta-Jujuy)	119
B. J. QUARTINO, Acerca de una tinguaita de Iruya (provincia de Salta) y de las rocas alcalinas del noroeste argentino	145
J. POLANSKI, Cenoglomerado del Quemado (Prov. de Mendoza)...	159
R. A. ZARDINI, Esquisto talco-actinolítico en la mina «Sol de Mayo» (Mendoza)	181
E. LINARES, A. J. TIMONIERI y R. PASCUAL, La edad de los sedimentos Terciarios del valle de Punilla, Prov. de Córdoba, y la presencia de <i>Eohyrax rusticus</i> Ameghino en los mismos.....	191
Indice alfabético del tomo XV	213

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1961

LA EDAD DE LOS SEDIMENTOS TERCIARIOS DEL VALLE DE PUNILLA
PROVINCIA DE CORDOBA Y LA PRESENCIA DE « EOHYRAX RUSTICUS »
AMEGHINO EN LOS MISMOS

Por ENRIQUE LINARES¹, AMERICO J. TIMONIERI¹ y ROSENDO PASCUAL²

RESUMEN

En el presente trabajo, en primer lugar, se resume la geología de la zona del valle de Punilla (Córdoba), comprendida entre las localidades de Biale Masse y Cosquín, con preferente atención a los sedimentos terciarios aflorantes en la ladera occidental de la Sierra Chica, que en algunos de sus bancos constituyentes llevan minerales de uranio.

En base a los estudios geológicos realizados y al hallazgo en una de las labores del yacimiento uranífero "Rodolfo" de restos fósiles pertenecientes a un mamífero (*Eohyrax rusticus* Ameghino), se propone dividir el complejo sedimentario terciario en dos formaciones. La inferior, donde se halló el fósil citado, se sugiere denominarla como Estratos de Cosquín de edad eocena inferior, mientras que la superior se propone homologarla a los llamados Estratos de Los Llanos, del Mioceno (?), por Gross.

La segunda parte del trabajo se dedica a los antecedentes históricos sobre las formaciones mamalíferas eógenas y a la descripción de los restos del *Eohyrax rusticus* Ameghino hallados en los Estratos de Cosquín.

ABSTRACT

The authors divide the Tertiary sediments of the Valle de Punilla, Córdoba, in two groups. The lower one furnished a specimen of *Eohyrax rusticus* Amegh. found in one of the trenches of the "Rodolfo" uraniferous deposit. A lower Eocene age is considered for this group. The upper is probably similar to the sediments adscribed by Gross as Estratos de Los Llanos.

¹ Comisión Nacional de Energía Atómica.

² Universidad Nacional de La Plata.

INTRODUCCION

Con motivo de la exploración geológico-minera del yacimiento uranífero "Rodolfo", dispuesta por las autoridades superiores de la Comisión Nacional de Energía Atómica, se encaró el estudio de los sedimentos terciarios del valle de Punilla, en la provincia de Córdoba, ya que algunos de los bancos componentes del complejo sedimentario terciario son portadores de la mineralización uranífera.

Entre los problemas que se presentaron durante la ejecución del citado estudio se hallaba el de la edad geológica de los mencionados sedimentos, poco conocidos en general y atribuidos por diferentes autores a distintos períodos geológicos.

Afortunadamente, durante la ejecución de una de las labores mineras realizadas en el yacimiento "Rodolfo", el doctor O. Lema, de la Seccional Centro de la C.N.E.A., halló restos fósiles pertenecientes a un mamífero, los que estudiados por uno de los autores han revelado corresponder a *Eohyrax rusticus* Ameghino, de la familia Archacohyracidae Ameghino del Casamayorensis (Eoceno inferior).

En base a los estudios geológicos realizados y a esta determinación se propone dividir los sedimentos terciarios aflorantes en el valle de Punilla en dos grupos. El inferior, en el que se halló el fósil descrito en el presente trabajo, se lo denomina Estratos de Cosquín, de edad eocena inferior. El grupo superior, en cambio, se supone que quizás pueda homologarse a los llamados Estratos de Los Llanos por Gross.

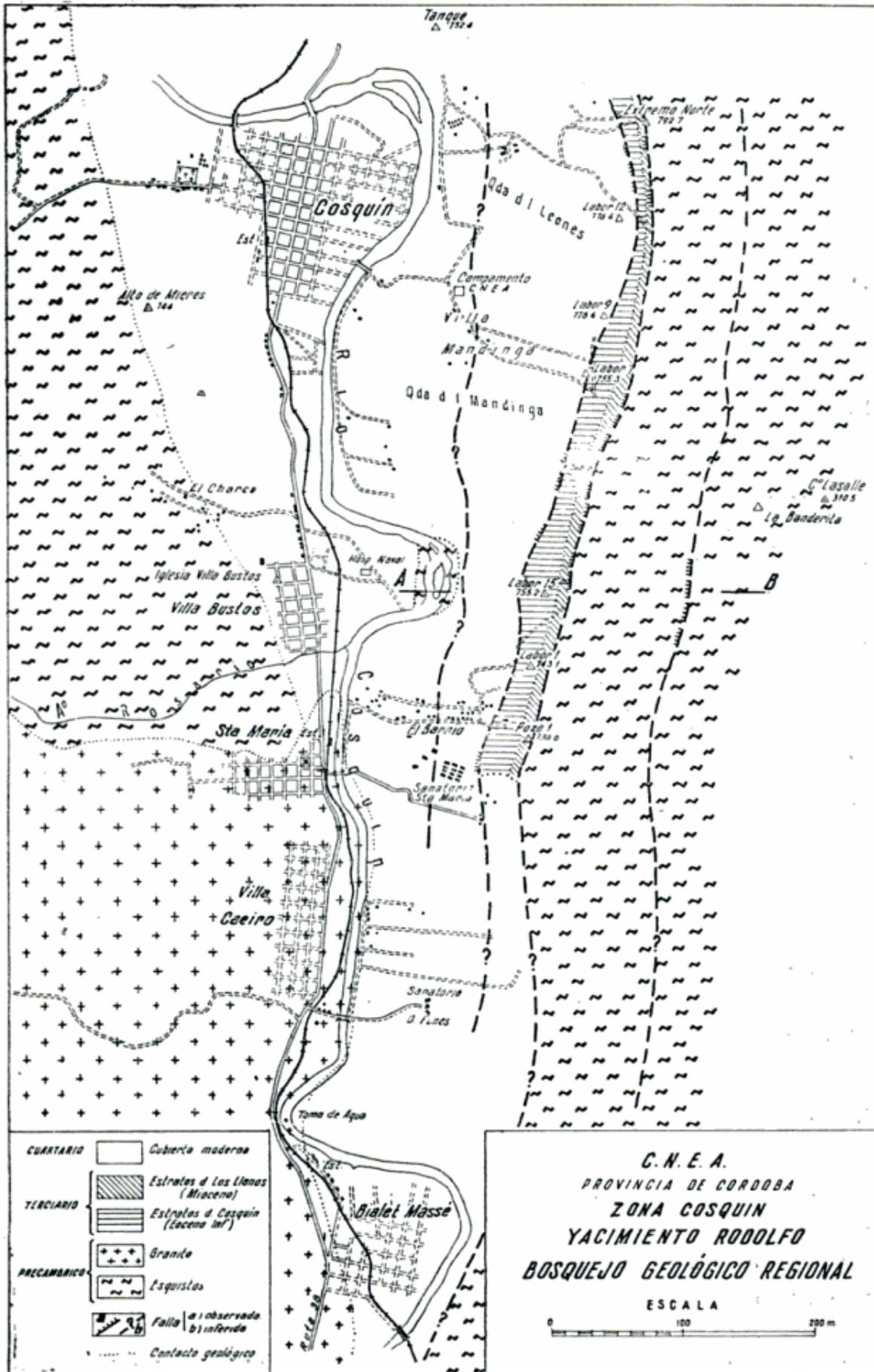
A) PARTE GEOLOGICA

POR E. LINARES Y A. TIMONIERI

I. GEOLOGIA DEL VALLE DE PUNILLA

El valle de Punilla es una de las zonas de turismo de la provincia de Córdoba más frecuentada, por lo que no se considera necesario indicar su ubicación geográfica. El mismo es una depresión tectónica localizada entre las sierras Chica y Grande de Córdoba y que con rumbo general N-S se extiende desde el lago San Roque, a la altura de la ciudad de Carlos Paz, hasta el N de Capilla del Monte.

La geología de la zona en estudio, localizada entre las poblaciones de Santa María y Cosquín, se reseña en el cuadro cronológico siguiente:



This One



60XP-SAY-5K6Q

Material protegido por derechos de autor

CUADRO CRONOLÓGICO

CUARTARIO	}	<p><i>Actual</i>, derrumbe de falda y tierra vegetal. <i>Reciente</i>, relleno moderno. <i>Pleistoceno</i> (?), aglomerados, sedimentos eólicos y nivel de pie de monte.</p>			
..... discordancia					
TERCIA IO	}	<p><i>Mioceno</i> (?), Estratos de Los Llanos. <i>Eoceno inferior</i>, Estratos de Cosquín.</p>			
..... discordancia					
PRECÁMBRICO ...	}	<table border="0" style="display: inline-table;"> <tr> <td style="vertical-align: middle;">Basamento</td> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td style="vertical-align: middle;"> <p>Rocas graníticas, granitos, aplitas y pegmatitas. Rocas metamórficas, esquistos, calizas, etc.</p> </td> </tr> </table>	Basamento	}	<p>Rocas graníticas, granitos, aplitas y pegmatitas. Rocas metamórficas, esquistos, calizas, etc.</p>
Basamento	}	<p>Rocas graníticas, granitos, aplitas y pegmatitas. Rocas metamórficas, esquistos, calizas, etc.</p>			

Dada la índole de este trabajo, sólo se resumen brevemente los diferentes elementos litológicos nombrados, prestándose mayor atención a los sedimentos terciarios.

PRECÁMBRICO

Rocas metamórficas:

La difusión areal de las rocas metamórficas adquiere gran desarrollo en las Sierras Pampeanas. En la zona en estudio constituyen el núcleo de la Sierra Chica del Norte y se disponen mediante contacto anormal sobre el gran cuerpo granítico que forma el batolito de Achala, marginándolo por el este y norte.

Al oeste de dicha unidad orográfica se hunden debido a procesos tectónicos, siendo cubiertas entonces por los sedimentos terciarios y cuartarios, volviendo a aflorar en las orillas del río Cosquín, en las cercanías de su contacto con el granito.

Están representadas en la ladera occidental de la Sierra Chica por gneiss poco esquistoso, frecuentemente inyectado, anfibolitas, micacitas, calizas, etc.

Rocas graníticas:

Constituyen el potente cuerpo conocido como batolito de Achala, que integra el núcleo de la Sierra Grande, siendo de difusión areal muy grande.

Se incluyen aquí, además de las rocas intrusivas graníticas, las diferenciaciones aplíticas y pegmatíticas de las mismas, bastante frecuentes en la zona.

Como estas rocas han sido estudiadas en cierto detalle por diversos

investigadores, no se cree necesario entrar en mayor detalle sobre llas mismas.

Terciario.

Está representado por los sedimentos continentales aflorantes en la ladera occidental de la Sierra Chica, desde las cercanías de la población de Biale Masse hasta el N de Capilla del Monte.

Se hallan reducidos a una angosta franja, ubicada entre las últimas estratificaciones occidentales de la Sierra Chica y el río Cosquín, de dirección subparalela a la de la unidad orográfica mencionada. Sus afloramientos son discontinuos y en su mayor parte se hallan cubiertos por sedimentos más nuevos, lo que hace en partes dificultoso el estudio de ellos y la correlación de los distintos bancos constituyentes en zonas alejadas entre sí.

Con motivo de la exploración del yacimiento uranífero "Rodolfo", fueron estudiados en cierto detalle en la zona localizada entre la población de Santa María y el camino "6 de setiembre" que une la ciudad de Cosquín con la ciudad de Córdoba a través del cerro Pan de Azúcar. En menor detalle, fueron reconocidos al norte de Cosquín y hasta Capilla del Monte.

Los sedimentos componentes del complejo terciario serán tratados en mayor detalle en el capítulo siguiente.

Cuartario.

Se halla representado por la formación de Pie de Monte, bien representada en las cercanías de Biale Masse (barrancas del río Cosquín). Son sedimentos lenticulares, en donde engranan depósitos finos con otros más gruesos.

Sobre ella se disponen sedimentos finos, de color blanquecino, sin estratificación y de deposición seguramente cólica. Estos sedimentos, como asimismo los anteriores, se ubican dentro del Pleistoceno (?).

Resta por señalar la serie de aglomerados, constituídos por rodados provenientes de la Sierra Chica, que cubre la ladera occidental de la misma. Evidencian escaso transporte y rellenan en especial las partes bajas del relieve, llegando en algunos casos a tener un espesor considerable, superior en ciertas áreas a los 15 m como ha sido observado en algunas labores realizadas en el yacimiento "Rodolfo".

Se disponen sobre los sedimentos terciarios en discordancia y en ocasiones afectados por fallas modernas, se los halla bajo de ellos.

Por último se citan las acumulaciones en bajos y cañadas, de escaso espesor y de tierra vegetal, que se ubican como depósitos actuales.

II. LOS SEDIMENTOS TERCIARIOS

Historia.

Bodenbender (2) fue el primero en estudiar los terrenos sedimentarios aflorantes en diversos lugares de las Sierras de Córdoba. En la obra citada, luego de describir los diferentes distritos en que afloran sedimentos psamíticos y pelíticos, entre los que incluye los de la falda occidental de la Sierra Chica (valle de Punilla), afirma: "Comparando los depósitos de las sierras de Los Llanos, de la Huerta, etc. —cuya descripción presentaré en breve— salta a la vista una completa analogía, consistente en la posición discordante de los depósitos sobre el terreno arcaico, en la existencia de conglomerados compuestos exclusivamente de elementos provenientes del terreno arcaico y en las areniscas en su mayor parte coloradas, que forman en las dos regiones el piso superior", añadiendo más adelante: "Es permitido pues considerar las areniscas de las Sierras de Córdoba, como permotriásicas, aunque hasta hoy no conocemos fósiles en ellas".

En un trabajo posterior (3) el mismo autor asigna a los Estratos de Los Llanos de La Rioja (que homologaba a los de Córdoba), una edad Cretácica superior, por lo que otros autores como Rasmus (9) y Rimann (10), aceptan para los mismos la edad dada por Bodenbender. El último autor nombrado (op. cit.) dice: "me parece probable que los sedimentos colorados vivos que se avistan desde el ferrocarril en diversos puntos a lo largo de la Sierra Chica (falda oeste), por ejemplo, entre Cosquín y Molinari y cerca de Biale Masse, representan depósitos cretácicos" y en base a las analogías litológicas los asimila a los sedimentos arcillosos y arenosos de color rojo, conocidos como Estratos de Los Llanos y que según Bodenbender —como se ha dicho— pertenecían al Cretácico superior.

Beder en 1922 (1) cita como Estratos de Los Llanos del Cretácico superior a los afloramientos de arcillas e intercalaciones de calizas, cercanos a Capilla del Monte.

Windhausen en 1931 (13) expresa "la existencia de depósitos cretácicos ha sido afirmada especialmente por Bodenbender, el que atribuye a los Estratos de Los Llanos una edad Cretácica, mientras que otros autores, entre ellos Delhaes, los ubican en la base de los Estratos Calchaqueños (Mioceno-Plioceno)".

Pastore en 1932 (8), atribuye una edad neógena a los sedimentos que rellenan los valles interiores entre los cordones serranos, como el de Punilla y San Antonio.

Finalmente, Gross en 1948 (6), homologa —en base a analogías li-

tológica:— los sedimentos terciarios aflorantes en el valle de Punilla a los Estratos de Los Llanos a los que se asigna una edad miocena. Pero como se verá más adelante, dicho autor al describir dichos sedimentos sólo se refiere, al parecer, a la parte superior del complejo sedimentario expuesto, mientras que Schlagintweit en 1954 (12) acepta la idea de Gross y la amplía a toda la serie sedimentaria aflorante en el valle de Punilla, siendo esta la edad aceptada hasta el presente.

Composici3n litol3gica.

Los sedimentos terciarios están constituidos por una serie de estratos de origen continental que afloran en la ladera occidental de la Sierra Chica y que han sido reconocidos en afloramientos discontinuos, desde la localidad de Santa María hasta el N de Capilla del Monte. El rumbo predominante de estos estratos es N-S, siendo su buzamiento variable entre 25° y 65° al este.

Los afloramientos de estos estratos conforman un paquete sedimentario discontinuo, de una potencia que alcanza los 150 m, limitados al E por la falla inversa que los pone en contacto tect3nico con el basamento metam3rfico y al W por otra falla, tambi3n inversa que dispone a estos sedimentos sobre los aglomerados cuaternarios, originando en ciertos casos, repeticiones de la serie.

En la zona de Santa María-Cosquín, se reconocen en los sedimentos terciarios dos grupos:

- a) *inferior*: representado por una alternancia de limos, limos arenosos y areniscas limosas, con un contenido de carbonato de calcio oscilante entre 5 y 30 %. Abarca desde el Banco I al VIII (perfil geol3gico) y en ellos el aporte sedimentario ha provenido totalmente de la Sierra Grande.
- b) *superior*: comprende los bancos IX y X del mencionado perfil y se diferencia del anterior por estar formado por limos arenosos calcáreos, en parte toscas y margas, con un contenido de carbonato de calcio que supera en algunos casos el 60 %. Como detalle interesante debe anotarse el hecho de la presencia de clastos provenientes de rocas metam3rficas (banco X), lo que no ha sido observado en la grupo anterior, ello indica que durante la depositaci3n de la última parte de estos estratos se produjo aporte a partir de las rocas metam3rficas de la Sierra Chica, lo que no se había producido con anterioridad.

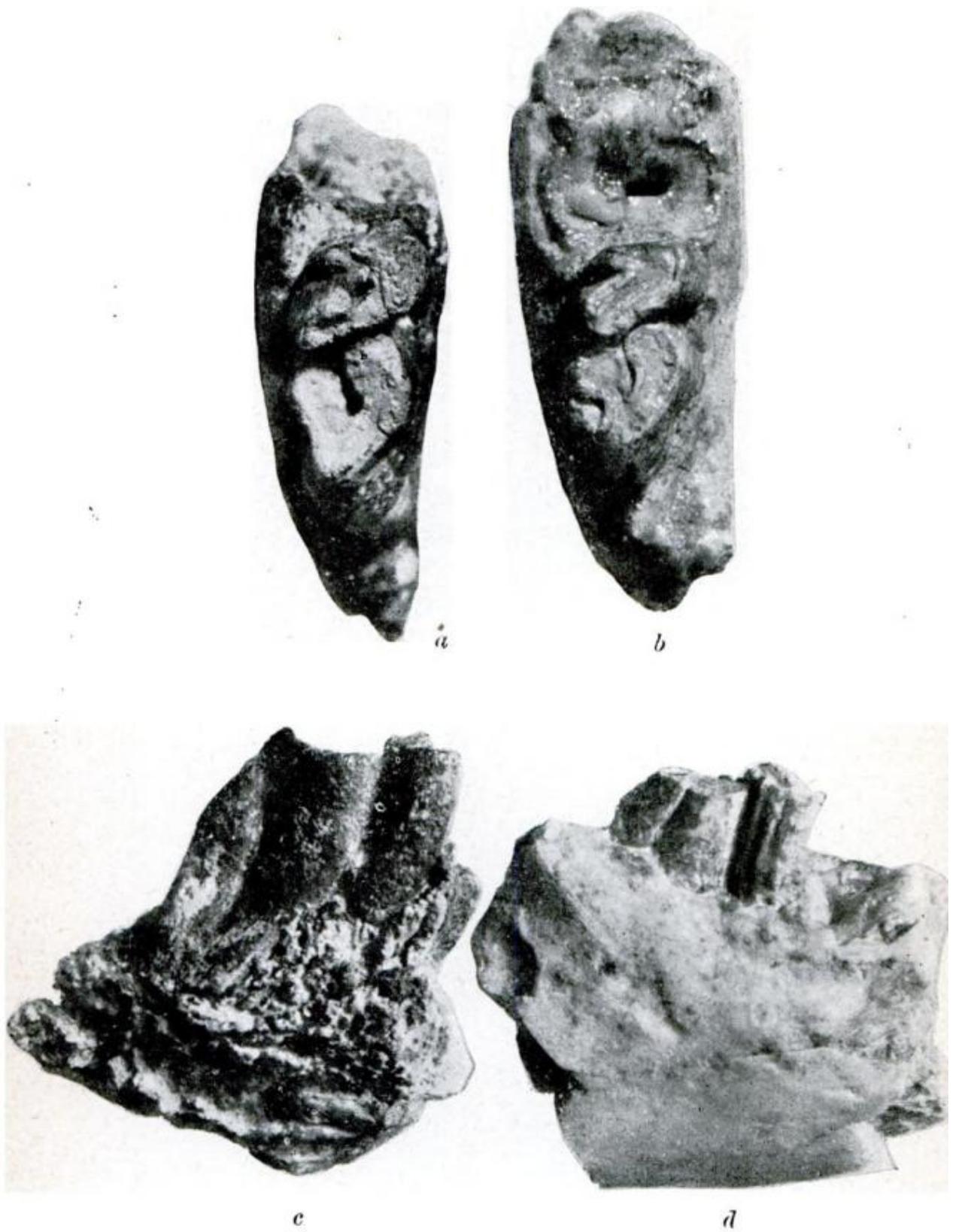
Además, Lucero (com. verb.) en Casa Grande, distingue sobre los anteriores un grupo superior al que denomina "horizontes superiores". El mismo supera los 150 m de potencia y se halla constituido por una "tosca guijo-conglomerádica, con acentuada cementación y elevado aporte silíceo" y en ellos además, se observa un abundante aporte proveniente de las rocas metamórficas de la Sierra Chica.

El perfil geológico correspondiente a los afloramientos de los sedimentos terciarios en la zona de las labores 1 y 2 (Santa María-Cosquín) y que puede tomarse como perfil base para la descripción de los distintos bancos presentes, es el siguiente:

Abajo:

Grupo inferior:

- | | | |
|---------------|----------|--|
| 10 m
o más | bco. I | Se toma como base de la formación, aunque el piso de la misma no ha sido reconocido hasta el presente. Corresponde a un banco limoso-arenoso, con rodaditos de cuarzo, feldespatos y de clastos de pegmatitas, de diámetros oscilantes entre 5 y 30 mm o mayores, en general orientados según los planos de deposición, lo que le acuerda un aspecto bandeado. Hacia arriba se hace más arenoso, siendo el tamaño de los rodados también mayores. En este banco se ha observado, en algunas labores, la presencia de minerales de uranio. |
| 5 m | bco. II | Comienza con una arenisca de grano grueso a conglomerádica, de color gris claro, con rodados de cuarzo, feldespatos y clastos pegmatíticos. Algunos de estos últimos alcanzan diámetros de hasta 5-7 cm y en algunos de ellos se ha notado la presencia de minerales de uranio. Hacia arriba pasa a un limo arenoso de color rojo oscuro, que también lleva en su masa rodaditos de pequeño tamaño de cuarzo y feldespatos. |
| 1 m | bco. III | Arenisca de grano medio, color rojo oscuro, matriz limosa, que según Granero Hernández (5) puede ser considerado como banco guía base del principal nivel mineralizado. Si bien este banco no siempre presenta mineralización, en algunos casos se nota la presencia de minerales de uranio. |
| 7 m | bco. IV | Constituido por limos arcillosos o limos arenosos, de color rojo pálido a rojo oscuro, con abundante carbonato, en especial en su parte superior, y zonas decoloradas en general, subparalelas a las líneas de estratificación. En el total de su espesor se observan intercalaciones arenosas sin orden definido, como así también inclusiones o pátinas de óxidos de manganeso y mineralización uranífera, la que en general se encuentra asociada a las zonas portadoras de minerales de manganeso, y abundantes veillas de yeso y geodas de cuarzo y calcedonia. |



Eohyax rusticus Ameghino: *a-b*, vista coronaria de $m_3 \times 4$; *c-d*, vista lateral externa de $m_3 \times 3$
(*a* y *c* sin tipo! M. A. C. N. nº 10777; *b* y *d*, M. L. P. nº 59-XI-9-1)

- 8 m bco. V Formado por limos arcillosos y arenosos, de color rojo claro, con numerosas inclusiones de rodaditos provenientes del banco IV. Su contenido en carbonatos es alto y hacia arriba se hace más arenoso, llevando entonces rodaditos de cuarzo y feldespatos principalmente. Su límite con el banco IV es a veces difícil de distinguir y la mineralización que presenta en general se dispone en los 2-3 m inferiores.
- 1 m bco. VI Arenisca de grano mediano, de color rojo oscuro, en parte bien cementada y que ha sido considerada por Granero Hernández como banco guía techo de la zona mineralizada principal. En general, en su base se observa la presencia de una franja de impregnaciones de óxidos de manganeso.
- 5 m bco. VII Limo arenoso, con abundante material calcáreo, de color rojo. Si bien en la zona de las labores 1 y 2 no se halla mineralizado, se le ha encontrado llevando minerales de uranio en otras labores.
- 3 m bco. VIII Arenisca de grano grueso a conglomerádica, de color rojo, con granos de cuarzo y feldespatos, cuyos diámetros oscilan entre 2 y 30 mm.

Grupo superior:

- 3 m bco. IX Limo arenoso con abundante carbonato de calcio, de color rosa pálido e intercalaciones de delgadas bandas de limos calcáreos, casi verdaderas toscas.
- 15 m bco. X Corresponde a una tosca de color amarillo rosado, con abundante carbonato de calcio, que a veces llega a superar el 60%. También lleva abundantes rodados de rocas metamórficas, de 3-4 cm de diámetro o más.

Edad de los sedimentos terciarios.

Se ha mencionado ya, que dentro del complejo sedimentario terciario aflorante en el valle de Punilla en la zona de Santa María-Cosquín, se distinguen dos grupos, inferior y superior, a los que Lucero, en Casa Grande, añade un tercero denominado. "horizonte superior".

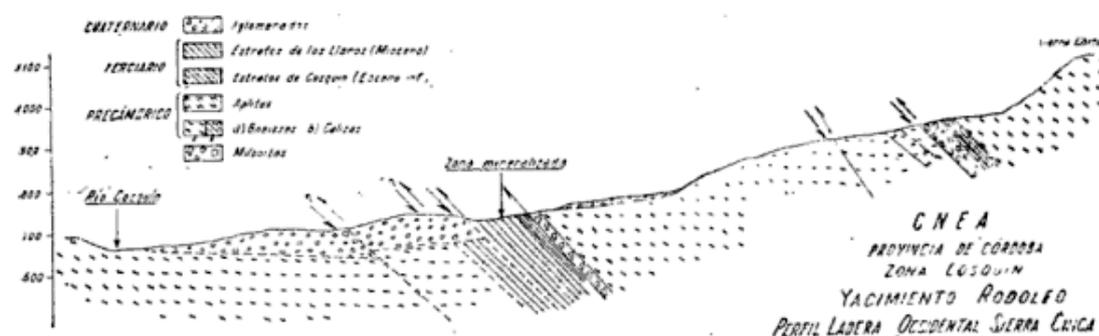
El grupo inferior constituido por limos arenosos y arcillosos, y arenas y areniscas limosas, en parte calcáreos, de colores entre gris claro y rojo oscuro, está formado por sedimentos cuyo origen debe ubicarse en el área granítica, no encontrándose en ellos restos de rocas ni minerales de origen metamórfico.

En una de las labores del yacimiento uranífero dentro del banco IV, el Dr. Lema de la C.N.E.A. halló restos fósiles, los que estudiados

por R. Pascual (ver parte B), han permitido llegar a su identificación como asimismo delimitar la edad de esta formación.

Los citados restos consisten en un trozo posterior de la rama mandibular derecha y dos molares que han sido reconocidos como pertenecientes a *Eohyrax rusticus* Ameghino, del orden Notungulata Roth, suborden Toxodonta Scott, familia Archaeohyracidae Ameghino. Si bien ellos presentan algunas ligeras diferencias con el genotipo, no son suficiente como para justificar la creación de un nuevo género.

El mencionado mamífero pertenece al Casamayorensis (Eoceno inferior), lo que permite asignar dicha edad a los sedimentos terciarios del grupo inferior.



El superior y los llamados “horizontes superiores” por Lucero, quizás pueden homologarse a lo que Gross (6) denominó Estratos de Los Llanos, dado que dicho autor en la obra citada al hablar de éstos dice que están constituidos por “areniscas muy calcáreas, duras, de componentes bastante gruesos, poco redondeados, autóctonos y hasta un banco puramente calcáreo” (op. cit. pág. 109). Esta descripción concuerda casi totalmente con las características litológicas que presenta el grupo superior aquí descrito, no sucediendo lo mismo con los sedimentos integrantes del inferior y en uno de cuyos bancos se encontró *Eohyrax rusticus* Ameghino.

Además si bien no ha sido observada ninguna discordancia entre los dos grupos diferenciados —aún cuando se supone la existencia de la misma entre ellos (12)— es notable el hecho ya apuntado anteriormente de que el aporte litológico en el grupo inferior provenga totalmente del área granítica y no se hallen en el mismo restos de rocas ni minerales metamórficos. En cambio, sí se encuentran restos de rocas metamórficas en el grupo superior y en los “horizontes superiores” citados por Lucero para Casa Grande.

Esto parece indicar una variación de las condiciones geológicas del área en estudio, mientras se producía la depositación de los sedimen-

tos terciarios, lo que puede atribuirse al ascenso de la Sierra Chica con posterioridad al eoceno (12).

Resumiendo, los autores proponen denominar *Estratos de Cosquín* de edad Eocena inferior, a la parte más baja del complejo sedimentario terciario aflorante en el valle de Punilla entre Santa María y Cosquín. Por otra parte, se reserva (hasta tanto no se posean mayores estudios al respecto) el nombre de *Estratos de Los Llanos* —de acuerdo a lo expuesto por Gross— para el grupo superior (y los “horizontes superiores” de Lucero), del citado complejo.

Agradecimiento.

Agradecemos a nuestros colegas de la C.N.E.A. las sugerencias recibidas para la ejecución de este trabajo, como asimismo la colaboración prestado por los mismos durante las tareas de campo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. BEDER, R. 1922. *Estudios geológicos de la Sierra de Córdoba*. Minist. Agric. Nac., Dir. Min. y Geol., Bol. 33 B.
2. BODENBENDER, G. 1905. *La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación*. Anal. Minist. Agric. Secc. Geol., Miner. y Minería, I, 2^ª ent.
3. — 1912. *Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes*. Anal. Minist. Agric. Secc. Geol., Miner. y Minería, VIII, 3.
4. — 1929. *Triásico y Terciario en la falda oriental de la Sierra de Córdoba*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXXI, 73-139.
5. GRANERO HERNÁNDEZ, A. 1952. *Breve información acerca del yacimiento “Rodolfo” y plan de labores proyectadas*. C.N.E.A. (inédito).
6. GROSS, W. 1940. *Cuadro tectónico del valle de Punilla*, Rev. Asoc. Geol. Arg., III, 2.
7. LINARES, E. y A. J. TIMONIERI, 1960. *Informe preliminar geológico-minero del yacimiento “Rodolfo”, Cosquín, Córdoba*. C.N.E.A. (inédito).
8. PASTORE, F. 1932. *Hoja 20 i del mapa geológico de la Argentina*. Minist. Agric. Dir. Min. y Geol., Bol. 36.
9. RASSMUS, J., 1916. *Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas*. Minist. Agric. Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Bol. B, 13.
10. RIMAN, E., 1918. *Estudio geológico de la Sierra Chica entre Ongamira y Dolores*. Pol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXIII, 2^ª ent.
11. SCHLANGINTWEIT, O., 1954. *Una interesante dislocación en Potrero de Garay (Valle de Calamuchita) y observaciones sobre las sierras Chica y Grande de Córdoba*. Rev. Asoc. Geol. Arg., IX, 3.
12. TIMONIERI, A. J. y E. LINARES, 1960. *Contribución al conocimiento de algunos aspectos estratigráficos y tectónicos, en el área del yacimiento “Rodolfo”, Cosquín, Córdoba*. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, San Juan.
13. WINDHAUSEN, A., 1931. *Geología Argentina*. 2^ª parte. J. Peuser, Buenos Aires.

B) PARTE PALEONTOLOGICA

Por R. PASCUAL

I. ANTECEDENTES

En nuestro territorio fuera de Patagonia las formaciones cenozoicas eógenas mamalíferas están muy pobremente representadas, y todas ellas parecen ser casi exclusivamente del Oligoceno. Estas formaciones se encuentran representadas en las provincias de Mendoza y Corrientes. En Mendoza por la Formación Divisadero Largo, cuya localidad típica se encuentra ubicada a unos 8 km al oeste de la ciudad capital. Después de los primeros hallazgos de mamíferos realizados allí por el señor Adrián Luis Leal en 1936, los diversos investigadores que se ocuparon del estudio geológico regional (Chiotti, 1946) o del estudio de los pocos restos de vertebrados hallados (Cabrera *vide* Chiotti, 1946), Rusconi, 1946 *a, b, y c*, Minoprio, 1947 y Simpson y Minoprio, 1949) determinaron su edad terciaria eógena; Rusconi la refirió al Oligoceno, probablemente de edad Deseadense, y Simpson y Minoprio como indudablemente Deseadense, perfectamente correlacionable con la Formación Deseado (Deseadense o Piroterriense), esto es, Oligoceno inferior.

La presencia de sedimentos eógenos con restos de mamíferos en Corrientes fue dada a conocer por J. Podestá en 1899, sobre la base del hallazgo en Curuzú Cuatiá de un Mesotheriidae que denominara *Ameghinotherium curuzucuatiense*. Este mesotérico fue referido ulteriormente por C. Ameghino (1914) a *Trachytherus*, una de las formas más características de la Formación Deseado de Patagonia. Sin embargo, Patterson (Cf. Martínez, 1958, pp. 39-40) reconoció ciertos caracteres distintivos que avalan su separación en un género distinto, pero invalidando la nueva familia Ameghinotheriidae creada por Podestá para incluir esta nueva forma, por resultar a su juicio inseparable de la subfamilia Trachytheriinae Simpson, 1945. Podestá eligió como localidad típica la cuenca del arroyo Castillo, llamando a dichos terrenos con el nombre de "Horizonte Castellense" (*nec* Kraglievich, 1934). Kraglievich (1934) parece haber reconocido ya en *Ameghinotherium* ciertos caracteres avanzados respecto a *Trachytherus*, por lo que cronológicamente ubicó al Castellense (*sic*) entre la Formación

Deseado (Oligoceno inferior) y Formación Colhué-Huapí (Oligoceno superior) ¹.

Tales serían en síntesis las formaciones extra-patagónicas de nuestro país asignadas al Eógeno, con restos de mamíferos, citadas hasta la fecha en la literatura especializada.

En la Sección Paleozoología del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" existe una colección de una fáunula de mamíferos coleccionados por Alejandro Bordas en sedimentos aflorantes poco al oeste de las Salinas El Diamante, Departamento de San Rafael, Mendoza; tales restos son estudiados por la Dra. Noemí V. Cattoi, quien me ha informado que corresponderían a una formación geológica cronológicamente correlacionable con la Formación Río Chico (Paleoceno medio a superior), probablemente con sus términos superiores.

Los descubrimientos de formaciones geológicas del Eógeno con restos de mamíferos fósiles en los demás países del continente sudamericano, han sido escasos y relativamente importantes hasta hace muy pocos años. Los más significativos son aquellos del Paleoceno de San José de Itaboraí, Estado de Río de Janeiro, Brasil, de donde se exhumaron importantes colecciones de vertebrados, especialmente de mamíferos. Abundantes descripciones sobre las condiciones geológicas de este yacimiento fosilífero (Price y Paula Couto, 1946 *a*, 1946 *b* y Paula Couto, 1948) y sobre su contenido faunístico (Price y Paula Couto, 1946 *a*, 1946 *b*, Paula Couto, 1952 *a*, 1952 *b*, 1952 *c* y 1952 *d* y 1954 *a*, 1954 *b*) han permitido establecer interesantes interpretaciones sobre la distribución de los primeros mamíferos cenozoicos que poblaron el continente sudamericano.

Los yacimientos conocidos del Eógeno en los territorios de otros países sudamericanos son, por cierto, menos importantes y numerosos, y en la mayoría de los casos de muy dudosa asignación a los primeros períodos del Cenozoico.

En Colombia se han realizado últimamente (ver especialmente Stirton, 1953) importantes hallazgos de vertebrados terciarios en diversas entidades estratigráficas, una de las cuales, conocida como Formación Mugrosa, ha aportado el resto de un molar inferior determinado como de un *Albertogaudryinae*; la presencia de este *Astrapotheria*, sumado a

¹ Una completa información sobre los caracteres geológicos, posición estratigráfica y cronológica puede obtenerse en la tesis de C. G. M. Martínez (1958). Al autor debo importantes datos aquí consignados, además de la amabilidad de facilitarme su tesis para consulta.

los de algunos restos del extraño cocodrilo *Sebecus*, ha permitido reconocer para esta formación una edad equivalente al Eoceno superior (Stirton op. cit.). Escasos restos de mamíferos, asociados a otros vertebrados, hallados en las denominadas Formación "Tuné" (Stirton, 1946), Grupo Honda (Sthelin, 1939 [Fide Simpson, 1940] Stirton, op. cit.) y en una arcillas, probablemente correlacionables con la primera de estas formaciones (Stirton, 1953), señalan también la presencia en Colombia de una asociación faunística Descadana y aún Pan-Santa-cruciana (en el sentido de Simpson, 1940), comparable a la de nuestras Formaciones Deseado y Colhué-Huapí de Patagonia.

El único resto de mamífero citado para el Eógeno de Perú es *Griphodon peruvianus*, descrito primeramente (Anthony, 1924) como un probable *Perissodactyla*, pero perteneciente a un *Pyrotheria* (Patterson, 1942) más avanzado que *Carolozittelia* de la Formación Casamayor (Eoceno inferior) y menos que *Phyrotherium* de la Formación Deseado (Oligoceno inferior), en cierta forma afín a *Propyrotherium* de la Formación Musters (Eoceno superior).

De Uruguay se conoce el resto de un paquiruco, *Propachyrucos shiaffinoi*, descrito por L. Kraglievich en 1932, exhumado del Santaluciense de Kraglievich, del Departamento de Canelones. Tal resto señala para esta formación geológica una edad probablemente no más antigua que la de Deseado (Oligoceno inferior).

Todos estos hallazgos de restos mamíferos, pertenecientes a los más antiguos conocidos del continente, arrojan poca luz a la buscada solución del problema sobre el probable origen de estos vertebrados superiores sudamericanos. En todos los casos no son tan antiguos para informarnos en forma concreta sobre su filiación; en algunos casos los datos anatómicos aportan suficientes elementos de juicio para establecer en una forma general las relaciones filéticas, pero para muchos en el enorme hiato que precede al tiempo geológico del hallazgo más antiguo se encuentran inhumados los documentos de los primeros procesos biológicos evolutivos que condujeron a la diferenciación de los peculiares mamíferos sudamericanos "autóctonos". Los hallazgos del Terciario más inferior del Norte de América del Sur, y en particular los de Colombia, poco más ilustran sobre la pretendida dispersión en este continente de algunos de los predecesores norteamericanos de muchos "phylla".

No obstante, este estado del conocimiento mantiene siempre abierta la posibilidad del hallazgo de esos elementos faunísticos primarios, que permitirían reconstruir la historia de la vida de nuestros primeros mamíferos.

Mientras tantos muchos otros problemas derivados acicatean nuestra curiosidad, por lo que todo nuevo hallazgo fuera de las clásicas localidades conocidas adquiere siempre una significación relativamente importante, ya que habilita una nueva ocasión para conocer detalles de la dispersión, evolución y correlación de las faunas de mamíferos del Cenozoico inferior sudamericano. Aún con el más reducido y subordinado criterio estratigráfico sus restos permitirán datar más certeramente formaciones geológicas inciertas, establecer sus correlaciones, y aun datar los acontecimientos diastróficos que las hayan afectado. Tal es el aporte que hace el primer hallazgo en Córdoba de un fragmentario, pero interesante, resto perteneciente a una de las más antiguas y primitivas familias de mamíferos notoungulados, que aquí se describe ¹.

II. SISTEMÁTICA Y DESCRIPCIÓN

Orden NOTOUNGULATA Both, 1903

Suborden TOXODONTA Scott, 1904

Familia **ARCHAEOHYRACIDAE** Ameghino, 1897

Eohyrax rusticus Ameghino, 1901

Según Simpson (1936, p. 87) Ameghino (1901) describió originalmente a *Eohyrax* con dos especies sin designar el genotipo. Sin embargo este autor al describir *Eohyrax rusticus* lo hizo con la indicación de "n. g., n. sp." lo cual explícitamente es una designación original, así reconocido modernamente por la Reglas Internacionales de la Nomenclatura Zoológica, Art. 30a, Opinión 7. Pero Ameghino, tal como fue su costumbre, no señaló el ejemplar tipo de la especie. La descripción original la hizo sobre molares o molar superior, y una porción mandibular con los molares 4 a 6 de su nomenclatura, i. e., p₄-m₂. Actualmente en la "Colección Ameghino" del Museo Argentino de Ciencias Naturales ² se encuentran separados y rotulados como de

¹ Invitado por el doctor Pedro Stipanovic, de la C.N.E.A., en noviembre de 1959, acompañado por el alumno Jorge Zetti, visité los afloramientos donde se realizó el hallazgo y otros del Cuaternario de localidades próximas. A él y a los doctores Carlos Friz, Américo Timonieri y Carlos A. Rinaldi debo mi reconocimiento por su valiosa colaboración.

² Mucho agradezco a la doctora Noemí V. Cattoi por facilitarme la consulta del material de esta colección.

Eohyrax rusticus una serie de piezas que no corresponden en su totalidad a las mencionadas por el autor. Un molar superior, probablemente M^3 , en parte responde a los caracteres del indicado como M^5 (M^2) por Ameghino, quizá pueda corresponder a uno de los sintipos¹. Tampoco el trozo mandibular que menciona Ameghino se encuentra entre ellos y en su lugar hay una serie de molares inferiores pertenecientes a individuos distintos, cuya asignación a esta especie es difícil de establecer², ya que no resulta claro cuál o cuáles de ellos pudieron servir a Ameghino, además de la porción mandibular extraviada, para señalar los caracteres diagnósticos; todos responden, en alguna forma, a la descripción original, de manera que he tomado de ellos, para la comparación, un m_3 derecho, implantado en una pequeña porción de la rama mandibular; lleva, como todos los demás, el número 10777, que se les diera en la oportunidad que G. G. Simpson hiciera años atrás la revisión del material de mamíferos del Terciario inferior de Ameghino³.

Material asignado. — Trozo posterior de rama mandibular derecha, con la porción radicular posterior del m_2 y m_3 completo.

M.L.P. n° 59-XI-9-1.

Horizonte y localidad. — “Grupo inferior de los Estratos de Cosquín”, de edad Casamayorana (Eoceno inferior). Ladera occidental de la Sierra Chica, Cosquín, Córdoba.

Descripción. — La pieza corresponde a la porción posterior de la rama horizontal derecha de la mandíbula, con la raíz de la rama ascendente, el m_3 completo implantado y la porción radicular posterior del m_2 .

El m_3 es un diente de corona relativamente alta, con una tendencia al hipsodontismo; el trigónido es corto, con el lófido para-protocónido.

¹ No se trata del mismo molar mencionado por Ameghino, que figurara en 1904 b, porque además de ser éste izquierdo y no derecho, como el que se observa, son, respectivamente, M^1 o M^2 y M^3 .

² En la misma caja rotulada como *Eohyrax rusticus* hay, además, un trozo mandibular derecho con la parte posterior del m_2 y el m_3 completo, pertenecientes muy probablemente a un *Notostylopidae* indet.

³ He requerido información sobre este material al doctor Simpson y se me ha informado de su temporal ausencia en Harvard. A la espera de los resultados de esta revisión, ya dada a conocer en su primera parte (Simpson, 1948), he considerado conveniente no designar un lectotipo en la seguridad de que este eminente investigador norteamericano debe haberlo hecho.

transverso y el metalófidio oblicuo; el primero es transversalmente más corto, más angosto y más bajo que el segundo. El paracónido es muy reducido, relativamente mediano y notablemente más bajo que el metacónido y el protocónido.

El talónido, como en todos los Archacohyracidae, se encuentra superiormente aislado del trigónido, y sólo se establece su contacto en la porción basal, de manera que aparecen unidos solamente en los estados más avanzados de desgaste; en este caso aun permanecen sin unirse (fig. 1). El hipolófidio tiene forma de media luna, con un surco vertical posterior, que marcaría la separación del hipocónido del hipoconúlido. El entocónido, como en todos los miembros de esta familia, es muy ensanchado ántero-posteriormente, pero se dispone oblicuamente hacia adelante, en lugar de ser tan transversal como en la generalidad de los Toxodonta; es de sección perfectamente circular, con un istmo que lo une al extremo posterior de la media luna del talónido y en contacto anteriormente con la columna del metacónido; una cresta en forma de zócalo bajo lo une interiormente al hipoconúlido.

En todos los integrantes de esta familia el aspecto de los molares varía considerablemente con la marcha del desgaste, y aun son notablemente variables individualmente en muchos detalles. Por tal razón es frecuente que al comparar dos molares homólogos en estado distinto de desgaste aparezcan ciertas diferencias morfológicas aparentes. Entre los ejemplares rotulados como de *Eohyrax rusticus* de la "Colección Ameghino" del Museo Argentino de Ciencias Naturales hay un m_3 , n° 10777, M.A.C.N. (Lám. I, a y c), que muestra estrechas afinidades estructurales con el mismo molar de Córdoba; ciertas diferencias parecen ser casi seguramente debidas a que este último se encontraba en estado de desgaste más avanzado, y otras que, con lo que conocemos de su variación, interpreto como individuales. El ejemplar M.A.C.N. n° 10777 presenta el surco entocónido-hipoconúlido como una incisión en la cara interna que no alcanza hacia arriba la superficie de masticación; de tal manera visto el molar desde su cara superior el entocónido presenta su cara interna en forma continua hacia su unión con el hipoconúlido; recién comienza a insinuarse una suave penetración, que en los estados más avanzados de desgaste alcanzaría el surco o incisión hasta formar el estrangulamiento interno que conforma el istmo posterior del entocónido, tal como aparece en el ejem-



Fig. 1. — *Eohyrax rusticus* Amegh.
M. L. P. N° 59-
XI-9-1. Vista coronaria de m_3 .

plar de Córdoba (Lám. I b y fig. 1). Otro de los ejemplares de la "Colección Ameghino", rotulado como de *Eohyrax rusticus*, por el contrario, presenta esta incisión en forma de surco entocónido-hipoconúlido con un desarrollo vertical completo, y con un estilo basal como el que aparece en *Degonia Kollmanni* Roth. Tal debió ser el caso del ejemplar de Córdoba, donde la usura llegó a afectar a ese estilo de manera que ha quedado transformado en una cresta que une la cara postero-interna del entocónido con el hipoconúlido. En el m_3 del ejemplar de Córdoba no existe ya el pozo ubicado en la mitad del metalófilo, que aparece en los ejemplares de *Eohyrax rusticus* poco desgastados y en *Degonia Kollmanni*, seguramente desaparecido por la acción del desgaste dada su escasa profundidad.

Así interpretadas las diferencias apuntadas, no justifican la separación de este fragmentario ejemplar de Córdoba del género *Eohyrax*; aún resulta difícil del análisis reconocer en esta forma una especie distinta de *E. rusticus* Amegh.; sin embargo, es posible que material más completo obligue a reconocer a la especie de Córdoba distinta del genotipo, pero mientras no se conozca tal material, considero tentativamente conveniente determinarlo como de esa misma especie.

Cuadro de medidas (en mm).

Altura de la rama horizontal (cara externa) bajo el lóbulo anterior de m_3 ...	12,6
Ibidem, sobre la cara interna	14,5
Diámetro antero-posterior del m_3 (en el cuello)	3,3
Diámetro transverso máximo del trigónido del m_3	4,2
Diámetro transverso máximo del talónido del m_3	4,3

III. CONSIDERACIONES GENERALES

La gran antigüedad que Ameghino (ver espec. 1906) atribuyera a las formaciones mamalíferas más viejas de Patagonia, fue una de las causas determinantes de sus equivocadas generalizaciones sobre el origen de los mamíferos. Efectivamente, ciertas semejanzas morfológicas entre los más antiguos mamíferos de Patagonia con los de otros continentes, especialmente con muchas formas holárticas, fueron por él interpretadas como debidas a verdaderas relaciones filogenéticas, en lugar, como se admite a la luz de los conocimientos modernos, de ser debidas a uno de los más notables casos de homoplasia conocidos. Siendo para él del Cretácico superior los restos de mamíferos sudamericanos más antiguos, no dudó en establecer en una forma general

que Patagonia fue la cuna y centro de dispersión de todos los tipos primitivos. Así lo estableció explícitamente para los ungulados, admitiendo que tal dispersión no pudo realizarse por la vía de América del Norte — desvinculada geográficamente entonces de nuestro continente — y que debió hacerse a través del Atlántico y por sobre las tierras hoy desaparecidas que ponían en comunicación la parte oriental de América del Sur con Africa occidental, esto es, por el *Archaeilenis* de von Yhering. Tales prejuicios rigieron su investigación, ya que, en parte, fue orientada a determinar los tipos ancestrales sudamericanos de cada uno de los grupos de mamíferos que poblaron o pueblan en la actualidad las diversas comarcas de la tierra. De tal suerte creyó reconocer que los Hyracoidea — actualmente restringidos en su distribución a Africa oriental y Sudoeste de Asia — hicieron su aparición en las capas de *Notostylops*, Cretácico superior de su interpretación cronológica, representado por varios géneros, de los cuales el más característico es *Oldfieldthomasia*; los Archacohyracidae, a los que pertenece *Eohyrax* como uno de los géneros más antiguos y primitivos, constituyeron — según Ameghino — una rama desprendida tempranamente de ese tronco común, y los últimos en extinguirse, con formas finales que llegaron hasta las capas con *Pyrotherium*, última entidad estratigráfica de su Formación Guaranítica, de edad Cretácica superior. De esos pretendidamente primitivos Hyracoidea se habrían originado, *via* Notohippidae, los “Hippoidea” (= Equoidea).

Actualmente danse por probadas que tales relaciones de descendencia no son reales y que las semejanzas apuntadas por Ameghino, si bien existen, son en verdad producto de convergencia o paralelismo entre grupos sin relación filogenética o muy distantemente relacionados.

Así, los Archacohyracidae deben considerarse como uno de los grupos de ungulados sudamericanos — Notoungulata — constituyentes especializados de un tipo estructural generalizado, ancestral a los demás difundidos y diversificados Toxodonta que los sucedieron. Forman parte, pues, de uno de los grupos de mamíferos más conspicuos que se diferenciaron en Sudamérica, muy probablemente a partir de los más primitivos Condylarthra, constituyentes esenciales, y más seguramente probados, de aquel “stock” inmigrante del continente norteamericano, que Simpson (1950) ha denominado “viejos inmigrantes”, cuyo arribo a nuestro continente, indeterminado certeramente, debió realizarse a fines del Cretácico o comienzos del Cenozoico.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. AMEGHINO, F. 1899. *Sinopsis geológico-paleontológica de la República Argentina*. Suplemento. La Plata.
 - 1901. *Notices préliminaires sur les ongulés nouveaux des terrains créta-cés de Patagonie*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, vol. 16, pp. 350-426. Buenos Aires.
 - 1902. *Notices préliminaires sur des mammifères nouveaux des terrains crétacés de Patagonie*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, vol. 17, pp. 5-70. Buenos Aires.
 - 1904a. *Nuevas especies de mamíferos cretáceos y terciarios de la República Argentina*. Anal. Soc. Cient. Arg., Buenos Aires, vol. 17, pp. 162-175, 327-341; vol. 18, pp. 35-41, 56-71, 182-192, 225-240, 241-291.
 - 1904b. *Recherches de morphologie phylogénétique sur les molares supérieures des ongulés*. Anal. Mus. Nac. Buenos Aires, vol. 9 (Ser. 3a, vol. 3) pp. 1-541.
 - 1906. *Les formations sédimentaires du crétacé supérieur et du tertiaire de Patagonie avec une parallèle entre leurs faunes mammalogiques e celles de l'ancien continent*. Anal. Mus. Nac. Buenos Aires, vol. 15 (Ser. 3a, vol. 8), pp. 1-562.
2. ANTHONY, H. E. 1924. *A new fossil peryssodactyl from Perú*. Amer. Mus. Nov., N° III.
3. CHIOTTI, O. 1946. *Estratigrafía y tectónica del Oeste de la Ciudad de Mendoza y Las Heras*. Tesis doctoral inédita de la Fac. Cienc. Exact. y Nat., Univ. Nac. de Córdoba.
4. KRAGLIEVICH, L. 1932. *Nuevos apuntes para la geología y paleontología uruguayas*. Anal. Mus. Hist. Nat. Montevideo, ser. II, t. III, entr. 3a., 65 p., Montevideo.
 - 1934. *La antigüedad pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal, deducida de su comparación con las que le precedieron y sucedieron*. Imprenta "El siglo ilustrado", 136 p., Montevideo.
5. MARTÍNEZ, C. G. M. 1958. *Observaciones geológicas en Curuzú-Cuatí (Prov. de Corrientes) y alrededores*. Tesis doctoral inédita Fac. Cienc. Exact., Fís. y Nat., Univ. Nac. de Córdoba.
6. MINOPRIO, J. 1947. *Fósiles de la Formación del Divisadero Largo*. Anal. Soc. Cient. Argent., vol. 144, pp. 365-373.
7. PATTERSON, B. 1942. *Two Tertiary Mammals from Northern South America*. Americ. Mus. Novit., N° 1173, pp. 1-7.
8. PAULA COUTO, C. DE. 1948. *Sobre a Ydade do Depósito Calcáreo Fossilífero de Ytaborá. Estado do Rio do Janeiro*. Mineração e Metalurgia, vol. XII, N° 72, pp. 293-295. Rio do Janeiro.
 - 1949. *Novas observações sobre a Paleontologia e Geologia do Depósito Calcáreo de São José de Itaborá*. Net. Prel. e Est., Dir. de Geol. e Miner. de Depart. Nac. de Prod. Min., N° 49, pp. 1-14. Rio do Janeiro.

- 1952a. *Fossil mammals from the beginning of the Cenozoic in Brazil: Marsupialia: Polydolopidae*. Amer. Mus. Nov., n° 1559, pp. 1-27.
 - 1952b. *Fossil Mammals from the beginning of the Cenozoic in Brazil. Marsupialia: Didelphidae*. Amer. Mus. Nov., n° 1567, pp. 1-26.
 - 1952c. *Fossil Mammals from the beginning of the Cenozoic in Brazil. Notoungulata*. Amer. Mus. Nov. N° 1568, pp. 1-16.
 - 1952d. *Fossil Mammals from the beginning of the Cenozoic in Brazil, Condylarthra, Litopterna, Xenungulata and Astrapotheria*. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., vol. 99, pp. 355-394, figs. 1-3, pls. 32-43. New York.
 - 1954a. *On a Notostylopid from the Paleocene of Itaboraí, Brazil*. Amer. Mus. Novit., N° 1693.
 - 1954b. *Fossils mammals, from the Palaeocene of Brazil (Resume) Congr. Geol. Intern. Compt. Rend. Dix-Neuvième Sess., Alger., 1952*.
9. PODESTÁ, F. 1899. "Un nuevo fósil, el *Ameghinotherium curuzucatiense*". La Escuela Positiva, C. V., pp. 1-8.
10. PRICE, L. y DE PAULA COUTO C. 1946a. *Vertebrados fósseis do Eoceno inferior de Itaboraí*. Not. Prel. e Est., Div. de Geol. e Min. de Depart. Nac. de Prod. Min., N° 31. Rio de Janeiro.
- 1946b. *Vertebrados terrestres do Eoceno na bacia calcárea de Itaboraí*. (Resumo de tese apresentada do II Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geología realizado no Rio de Janeiro em Outubro de 1946). Mineraria e Metal., vol. XI, N° 64, pp. 212-213. Rio de Janeiro.
 - 1950. *Vertebrados terrestres do Eoceno na bacia calcárea de Itaboraí*. An. Seg. Congr. Pan. Amer. Eng. Min. e Geol., Rio de Janeiro, vol. 3, pp. 149-173.
11. RUSCONI, C. 1946a. *Nuevo mamífero fósil de Mendoza*. Bol. Paleont. Buenos Aires, N° 20, 2 p.
- 1946b. *Ave y réptil oligocenos de Mendoza*. Bol. Paleont. Buenos Aires, N° 21, 3 p.
 - 1946c. *Algunos mamíferos, réptiles y aves del Oligoceno de Mendoza*. Rev. Soc. Hist. Geogr. de Cuyo (Mendoza), Vol. 2, pp. 1-37.
12. SIMPSON, G. C. 1936. *Nota sobre los mamíferos más antiguos de la Colección Roth*. Obr. Cincuent. del Mus. La Plata, t. II, pp. 63-94.
- 1940. *Review of the mammal-bearing Tertiary of South America*. Prod. of the Amer. Phil. Soc., vol. 83, N° 5, pp. 649-709.
 - 1947. *A new Eocene Marsupial from Brazil*. Amer. Mus. Nov., N° 1357.
 - 1948. *The beginning of the age of mammals in South America. Part. I*, Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., vol. 91, art. 1, pp. 232.
 - 1950. *History of the fauna of Latin America*. Amer. Scientist, vol. 38, pp. 361-389.
13. SIMPSON G. C. y MINOPRIO, J. L. 1949. *A new Adianthine Litoptern and associated mammals from a Deseradan faunula in Mendoza, Argentina*. Amer. Mus. Nov., N° 1434, pp. 1-27.
14. STEHLIN, H. G. 1939. *Ein Nager aus dem Miocaem von Columbien*. Eclogae Geol. Helv., XXXII, pp. 178-183.

15. STURTON, R. 1946. *The first Lower Oligocene fauna from Northern South America*. *Minist. Min. y Petrog., Ser. Geol. Nac., Comp. de los Estud. Geológ. ofic. en Colombia*, vol. 7, pp. 325-340.
- 1953. *Vertebrate paleontology and continental stratigraphy in Columbia*. *Bull. of the Geol. Soc. Amer.*, vol. 64, pp. 603-622.

Manuscrito recibido Marzo 1961.

INDICE ALFABETICO DEL TOMO XV

AMOS, A. J., Algunos Chonetacea y Productacea del carbonífero inferior y superior del sistema de Tepuel. (Prov. de Chubut)	81
CASAMIQUELA, R. M., El hallazgo del primer elenco (Icnológico) jurásico de vertebrados terrestres de Latiucamérica (noticia).....	5
KJELLESVIG-WAERING, E. N., Nota sobre la presencia de un Eurypterideo en el Devónico inferior de la Argentina	109
KRAGLIEVICH, J. L., Un nuevo roedor octodóntido del eocuartario de Salinas Chicas (Prov. de Buenos Aires)	15
LINARES, E., TIMONIERI, A. J. y PASCUAL R., La edad de los sedimentos Terciarios del valle de Punilla, Prov. de Córdoba, y la presencia de <i>Eohyrax rusticus</i> Ameghino en los mismos.....	191
NOTA BIBLIOGRÁFICA.....	115
PASCUAL, R., ver LINARES, E.....	191
PERROT, C. J., Estudio geológico de las inmediaciones del paraje «El Molle» Departamento Tehuelches. (Prov. de Chubut).....	53
POLANSKI, J., Cenoglomerado del Quemado (Prov. de Mendoza).....	159
QUARTINO, B. J., Acerca de una tanguaita de Iruya (provincia de Salta) y de las rocas alcalinas del noroeste argentino	145
TIMONIERI, A. J., ver LINARES, E.....	191
VALVANO, J. A., 1922-1960.....	113
VILELA, C. R., Algunos rasgos particulares de la geología de Iruya (Salta-Jujuy).....	119
ZARDINI, R. A., Serpentinitas de la mina «La Mendocina» Uspallata (Mendoza)	43
ZARDINI, R. A., Esquisto talco-actinolítico en la mina «Sol de Mayo» (Mendoza).....	181

ESTA ENTREGA SE TERMINÓ DE IMPRIMIR EL 22 DE DICIEMBRE DE 1961

**Los presentes números 3 y 4 del Tomo XV se editan con el subsidio
del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
Instituto que no se hace responsable del contenido de los mismos**

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo XV

Julio-diciembre de 1960

Nºs 3-4

ALGUNOS RASGOS PARTICULARES DE LA GEOLOGIA DE IRUYA

(SALTA - JUJUY)

Por CESAR R. VILELA

Eso Argentina Inc.

RESUMEN

En la región situada al oeste de Iruya está representada la serie sedimentaria clásica del norte argentino. Dentro del Proterozoico, constituido por las rocas metamórficas repetidamente descritas en la bibliografía, aparecen en forma de diques pequeños, rocas alcalinas de interés regional. El Cámbrico, con sus cuarcitas rojizas y amarillentas, presenta como rasgo excepcional, un conglomerado de base de espesor notable, no citado hasta ahora en la literatura publicada. El Ordovícico inferior muestra diques de rocas andesíticas. Los sedimentos terrígenos de Pirgüa con litofacies donde dominan los componentes pséfíticos no contienen, como es común en ellos, los clásicos diques o filones capas de rocas básicas o mesosilícicas. El Horizonte Calcáreo Dolomítico aparece asociado, en ciertos afloramientos, a una potente camada de conglomerado, cuyos rasgos petrográficos y significación estratigráfica se analizan. Los estratos margosos de Santa Bárbara se presentan también bajo facies arenoso-conglomerádica, muy diferente de la de su lugar típico. El Terciario, que denominamos simplemente así, sin entrar en especificaciones más precisas por falta de elementos para ello, es un conjunto sedimentario arenoso-arcilloso que alcanza gran espesor en el ambiente de puna. La sedimentación cuartaria está representada especialmente a lo largo del río Iruya por potentes depósitos terrazados, y también aparece cubriendo estratos de edad diversa al oeste del borde de la Puna, donde tiene extensa distribución.

La tectónica es notable por su intensidad. Se manifiesta en forma de fallas de primera magnitud, de movimientos diferenciales y de fallas de acomodación. Solamente en pocas ocasiones las capas aparecen plegadas, y cuando ello ocurre se trata de ondas de escasa extensión.

ABSTRACT

Several peculiar features, most of them of a depositional nature, characterize the formations in the Iruya area.

Andesitic and phonolitic rock dykes are found in the Ordovician and underlying sediments.

A main fault system of N. S. trend forms the tectonic framework. Folding is not present.

I. INTRODUCCION

El propósito de estas líneas es dar a conocer una breve descripción de la serie estratigráfica de la región salto-jujeña de Iruya, haciendo especial hincapié en las particularidades que aquélla presenta en las litofacies de las diversas formaciones, que establecen en algunos casos diferencias notables con respecto a los rasgos clásicos conocidos en la literatura.

También se desea destacar el ambiente tectónico que allí impera; el mismo es sumamente severo como lo ilustran los perfiles agregados al texto.

El relevamiento fue realizado sobre la topografía correspondiente a un mapa parcial de la hoja 3d-Iruya, del Mapa Geológico-económico de la República Argentina. Ciertos detalles del carteo no han podido ser consignados debidamente por razones de escala, como por ejemplo los afloramientos del fondo del valle del río Iruya, donde abundan las sedimentitas sumamente tectonizadas del Terciario y Cámbrico.

II. ESTRATIGRAFIA

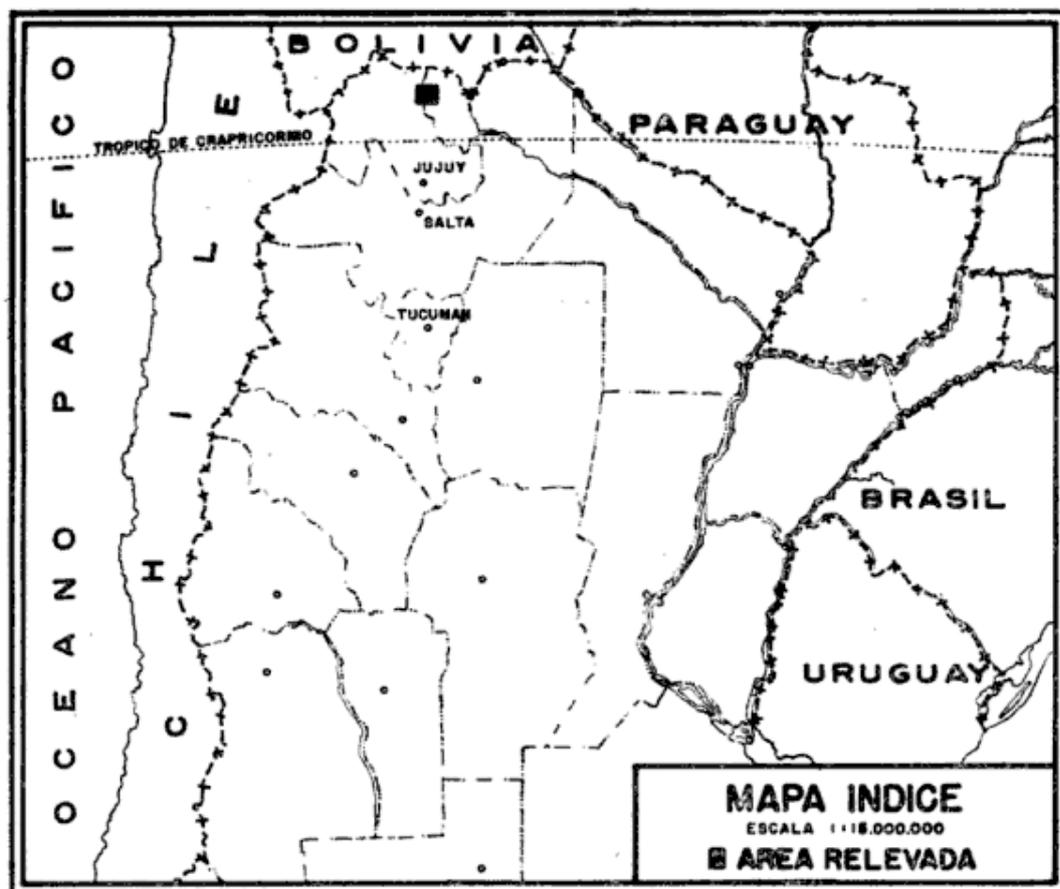
a) PROTEROZOICO. — Las rocas de esta formación integran todas las altas cadenas orográficas del noroeste argentino, aspecto en el cual la región de Iruya no es una excepción. Estas dorsales precámbricas, dispuestas paralelamente desde el borde de la Puna hasta el gran umbral que al este de Iruya da frente a las sierras subandinas y llanura chaqueña, alcanzan alturas considerables, en las cuales no están ausentes los valles glaciares típicos dispuestos paralelamente y en sentido W-E (cerro Azulcasa).

Se presenta el Proterozoico bajo su forma clásica, con las rocas metamórficas que le son características y constituyendo afloramientos

alargados en sentido meridional, formando parte de estructuras bastante complicadas.

En lo que se refiere al tamaño de clastos, los metasedimentos proterozoicos corresponden al orden pelítico y rara vez psamítico. Son ellos las clásicas filitas, cuarcitas, grauvacas, etc.

Las filitas y pizarras frecuentemente sericiticas, son hematíticas o cloríticas, adoptando respectivamente color rojizo-castaño o verdoso-grisáceo. Las cuarcitas y grauvacas son gris-claras a gris-oscuros.



La diferencia de plasticidad de las filitas y pizarras con respecto a las cuarcitas y grauvacas se traduce en una disposición distintas ante la acción mecánica. En el primer caso, se produce esquistosidad, a veces notable, que llega hasta una trituración que podría definirse como amasamiento. En cambio las rocas más duras, cuarcitas y grauvacas, aparecen menos afectadas, conservando su disposición en capas, que se pliegan intensamente en ondas pequeñas y muy apretadas. El conjunto da origen a pliegues disarmónicos.

Las venas de cuarzo son frecuentes en especial en la región septentrional del área cartada, donde alcanzan a 15-25 cms de espesor.

Su ingreso al cuerpo sedimentario proterozoico produjo ciertos fenómenos leves de metamorfismo térmico con silicificación parcial de las rocas de caja, donde la formación de cornubianitas es notable.

Probablemente la presencia de cuarzo lechoso en venas, en la porción norte del área descrita tenga vinculación con las intrusiones granodioríticas descritas por Turner (5, 33-34) y que denominó Formación Cañaní.

Estas venas cuarzosas de hasta 2 m de espesor (Quebrada Vicuña yoc) están a menudo mineralizadas, en especial con cobre, pero siempre muy pobres.

Como variante importante dentro de este cuadro petrográfico, ya repetidas veces descrito y por lo tanto ampliamente conocido, ha podido observarse en la Quebrada Vallecito, que nace en el abra de Casillas y se dirige al noreste, la presencia de numerosos diques sub-verticales de rumbo E-W, de alrededor de 75 cm de espesor, y que se encuentran dentro de las capas proterozoicas. El rumbo de estas capas es de N 10 E y las inclinaciones alcanzan a la vertical.

En la bibliografía que trata de la zona que se describe, sólo ha sido posible encontrar una mención hecha por Figueroa Caprini (1, 13) quien dice que "Tan sólo hemos encontrado, con referencia a rocas intrusivas, un pequeño filón-capa de diabasa muy alterada, de cincuenta centímetros de espesor, dentro de cuarcitas y lutitas filíticas verdosas. Este filón-capa se diferencia superficialmente de las rocas que le sirven de caja por presentarse en la vaguada de la quebrada de Vallecito, con su superficie de exposición mamelonada y bien sobresaliente. Se acuña hacia arriba y termina a los diez metros de altura con una inclinación de 64° al oeste".

Debe destacarse que los filones que aquí se mencionan no son los mismos que halló Figueroa, pues las que menciona este geólogo fueron encontradas en la Quebrada Vallecito, afluente del río Nazareno, que nace en el faldeo oriental del cerro Minero, situado, como se puede ver en el mapa, bastante al este de la Quebrada Vallecito, que nombramos más arriba, lugar de hallazgo de la roca descrita por Quartino en el trabajo que se publica en este volumen. Se trata de tinguaita, roca nefelínica, que es la forma filoniana de las fonolitas.

b) CÁMBRICO. — Los estratos paleozoicos más antiguos lo constituyen las cuarcitas cámbricas, asentadas discordantemente sobre los meta-sedimentos proterozoicos. Las "cuarcitas de alta montaña" como las denominara Hausen en 1925 son durísimas, de grano generalmente

mediano, de colores claros, rosados o amarillo claras, conglomerados con clastos grandes de cuarzo hidrotermal. Las lutitas generalmente verdes son intercalares y escasas.

Los afloramientos cámbricos son también largos y angostos en disposición norte-sud. Merced a la dureza de sus cuarcitas resistentes a la erosión, aparecen siempre formando cerros altos, o la parte más alta de los cerros, salvo que estén milonitizados o formen afloramientos muy reducidos. La división en las tres secciones clásicas que definió Keidel no aparece clara en esta región.

Turner (5, cuadro estratigráfico) asigna a todo el Cámbrico 3.100 m, dividido en tres secciones de espesor casi igual. En el oeste de Iruya el espesor total es considerablemente menor pues alcanza sólo unos 2.000 m. Figueroa Caprini (1, cuadro estratigráfico) ha medido 400 m en la región de Rodeo Colorado, asignando 100 m a una serie basal conglomerádica y 300 m al K-1, K-2 y K-3.

El tercio inferior del Cámbrico tiene varias capas psefíticas distribuidas en diversos niveles; de ellos el más notable es el conglomerado basal¹. Su presencia ha sido citada en varios lugares del noroeste argentino presentando un espesor variable pero generalmente reducido —Vilela (6, 27-28) ha medido 1,50 y 2 m en la quebrada Incamayo, afluente izquierdo de la Quebrada del Toro.

Turner (5, 36) menciona que en los alrededores de Santa Victoria el espesor del Conglomerado de Base es de 10 m. Al parecer en esta región de la margen izquierda de la Quebrada de Humahuaca, el conglomerado basal ha tenido ambientes propicios para alcanzar gran desarrollo, pues cerca del cerro Cóndor, al sud del mismo, en una quebrada que baja desde el oeste a la quebrada Chaupi-Rodeo, esta capa tiene el extraordinario espesor de 27 m.

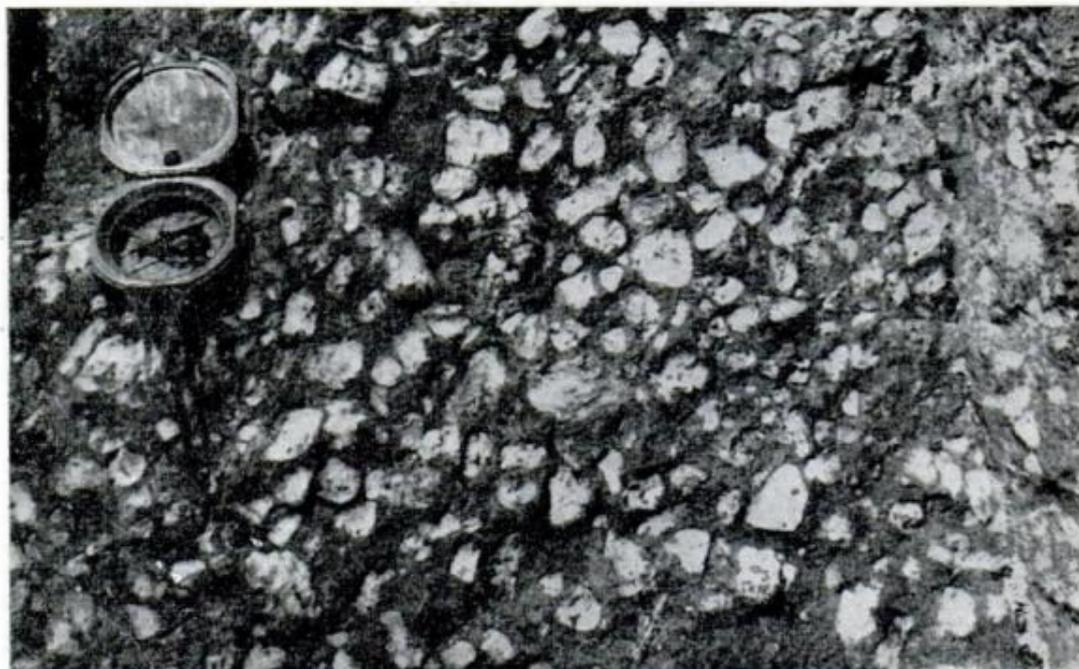
Los clastos son de cuarzo lechoso, de origen hidrotermal (provenientes sin duda de las venas cuarcíticas del Proterozoico) bastante bien pulidos, y redondeados, con tamaños que oscilan entre 3 y 7 cm (véase fotografía n^o 1). La matrix es una arenisca conglomerádica grisácea, o gris rojiza, fuertemente silicificada y con pigmentación férrica. Forma capas de alrededor de 1 metro.

Encima de estos bancos basales aparecen areniscas medianas, duras, algo silicificadas, de colores claros (amarillentas, pardo-claras, rosa-

¹ La presencia de estos conglomerados, así como también los que se observan en el Tremadociano inferior, se relacionan sin duda con avances y retrocesos del mar, correspondiendo a causas epirogénicas.

das y rojizas) a veces entrecruzadas. También las hay de color chocolate o verde y moradas, entrecruzadas (Co. Cóndor). La mátrix es siempre escasa, el entrecruzamiento aparece ocasionalmente y no son raras delgadas capas intercaladas, posiblemente lenticulares, de color verde oliva. En Rodeo Colorado hay esquistos intercalares, rojizos-morados y aún violetas.

Los conglomerados que aparecen intercalados en el tercio inferior del Cámbrico difieren del que constituye su base. Están compuestos



Fot. n.º 1. — Conglomerado de base del Cámbrico cerca del cerro Cóndor, sobre un afluente derecho de la quebrada Chaupi-Rodeo. Obsérvense los rodados de cuarzo en una mátrix psamítica intensamente diagenizada y cementada por sílice.

por rodados de cuarzo lechoso, subangulosos, de hasta 5 cm de diámetro, y trozos de cuarcitas moradas o rojizas, o de esquistos también morados o grises oscuros. Este conjunto de clastos está reunido por una mátrix de arenisca conglomerádica morada, bastante silicificada. Hacia el techo del K-1 los conglomerados que constituyen en bancos de no más de 2-3 m, se hacen más escasos y más delgados. Ya en el K-2 no se los encuentra.

El espesor de este tercio más bajo alcanza a 800 m.

La sección media del Cámbrico está bien representada en especial en los afloramientos situados al norte del cerro Minero, si bien aparece prácticamente en todos los asomos del Cámbrico.

Está integrada especialmente por areniscas morado-rojizas levemente micáceas, o verdosas también micáceas, muy duras con profusión de *Scolithus*. Son areniscas finas, silicificadas que tienen en forma intercalar, capas delgadas de lutitas verdosas o rojizas de alrededor de 20 cm de espesor.

También tiene el K-2 areniscas amarillentas, micáceas, semiduras medianas, con manchas parduzcas oscuras de óxido de manganeso, que alternan en gruesos bancos con lutitas de colores claros, micáceas. Turner cita para este conjunto alternante un espesor de 100 m (5, 38).

La sección media descansa en perfecta concordancia sobre el K-1 infrayacente, y su base se determina prácticamente por la presencia de los bancos morado-rojizos con profusión de *Scolithus*.

La potencia de esta sección oscila entre 200 y 400 m. El tercio superior cámbrico, K-3 es bastante parecido al K-1, sobre todo en lo que respecta a las areniscas que lo componen, ya que los conglomerados prácticamente no existen en este caso.

Los espesores anotados son estimativos, toda vez que ellos, siempre difíciles de calcular, parecen variar de lugar a lugar, agregándose a estas circunstancias, la de encontrar pocas veces una sección completa, debido a la severa tectónica regional.

c) ORDOVÍCICO. — Los estratos de origen marino asignados a esta edad se extienden, al igual que las formaciones ya descritas, en forma de largas y angostas franjas de afloramientos, orientadas de norte a sud e inclinadas frecuentemente hacia el este.

La relación entre este conjunto sedimentario y el Cámbrico subyacente, es difícil de establecer, debido principalmente a ciertas circunstancias de orden stratigráfico y tectónico combinadas.

En efecto, es un hecho conocido que en el ambiente de los sedimentos del Paleozoico inferior del norte argentino (ambiente preandino) la tectónica que los ha afectado ha sido severa, dislocándolos y plegándolos intensamente.

El Cámbrico, como se ha consignado en páginas anteriores, está compuesto por rocas de extrema dureza, quizá la más alta entre las rocas sedimentarias de nuestro país; en cambio los estratos ordovícicos son en la mayor parte plásticos y deformables. De tal modo ambas formaciones reaccionan de distinta manera ante la mecánica de compresión. Uno de los resultados de esa combinación de factores es el deslizamiento diferencial de unos y otros paquetes sedimentarios formándose en los contactos entre Cámbrico y Ordovícico, brechas tec-

tónicas de espesor variado. Ello inevitablemente, y en todos los casos que el autor ha observado, impide la apreciación clara de la relación estratigráfica entre las dos formaciones.

Turner (5, 41) cita, no obstante, diversas localidades donde la discordancia aparece, si bien no indica el valor angular de la misma.

De la misma manera que se procedió al cartear los afloramientos cámbricos, en el mapa consignamos todo el Ordovícico sin diferenciación alguna. No obstante es posible hacer delimitaciones de carácter general que son ilustrativas.

Las litofacies de la región son similares en sus rasgos principales a las ya descritas por Keidel (3, 213) salvo en lo que respecta a los depósitos tilíticos que no han podido ser hallados en la zona de Iruya y alrededores. En síntesis se trata de sedimentos depositados en ambiente predominantemente nerítico.

La formación se compone esencialmente de lutitas negras fisilares, fosilíferas, dispuestas en capas muy delgadas y paralelas y que alternan con otras, más escasas, de areniscas cuarcíticas, duras, gris-negrucadas. Este panorama litológico general tiene como variantes algunas condiciones de sedimentación que corresponderían a litofacies costeras, tales como las capas que afloran en el flanco septentrional del cerro Toraguada, donde aparecen areniscas cuarcíticas amarillo-claras, sumamente duras, algo sacaroideas, formando bancos de 0,60 m o más de potencia. Sobre estas capas hay un conglomerado de unos 2 m en cuya base hay clastos de cuarzo de 3-5 cm de diámetro, bien pulidos, cementados por sílice y con matriz arenoso. Todo el material que engloba a los clastos cuarzosos está muy impregnado por óxidos, que son más notables y abundantes en las superficies de sedimentación. Capas de arcillas laminares, duras, negruzcas con concreciones de calcita y muchos "ripple marks" se superponen al banco pséfítico descrito confundiendo la individualidad de sus capas en la parte media y baja del faldeo, por la presencia, a poca distancia, de fallas de magnitud considerable.

En las proximidades de Nazareno, en las márgenes del río homónimo, se hallaron diques de escaso espesor de andesita porfírica verde grisácea muy alterada, con abundantes pseudomorfos de plagioclasa.

Turner (5, 40-41) consigna en su descripción un relato detallado de las características litológicas de la formación, que vale en general para la región que se describe, salvo en lo que se refiere al conglomerado de base, cuyos afloramientos no alcanzan a presentarse en Iruya y alrededores.



Fot. n.º 2.—Conglomerado de base del Horizonte Calcáreo Dolomítico de la quebrada de la Cueva. Puede observarse a la derecha de la fotografía la cueva que da nombre a ese curso de agua.



Fot. n.º 3.—Detalle de la fotografía anterior. Los clastos son de tamaño variado.

El mismo autor (op. cit., 30) asigna a todo el conjunto ordovícico un espesor de 4.740 m.

Hay conglomerados ordovícicos en el tramo inferior de la Quebrada del Potrero, intercalados entre lutitas y cuarcias fosilíferas. Son capas de espesor reducido (no alcanzan a 1 m) y que Figueroa (1, 34) describe como “compuesto de rodados de varios tamaño, de cuarcita gris verdosa, lutitas negras y rodados que son a su vez pequeños conglomerados, todo cementado por un material arcilloso blando y de color gris oscuro”.

A diferencia de los descriptos para el cerro Toraguada, típicos conglomerados de costa, estos de la Quebrada del Potrero parecen ser, más que capas geológicas, verdaderas brechas endógenas, tal lo que surge de la observación directa.

Los rastros de vermes, de bilobites, los “ripple marks”, y hasta marcas de gotas de lluvia, son frecuentes en especial en las areniscas cuarcíticas rosadas duras de los niveles más bajos del conjunto sedimentario ordovícico.

Reiterando la afirmación de que la enorme mayoría de la formación la componen las lutitas negras, debemos anotar también que los rasgos diferenciales que en el orden litológico se han hecho para vincularlos con las biofacies, son tenues y no alcanzan para definir los pisos ordovícicos sin correr el riesgo de errores.

Si bien no se efectuó el muestreo sistemático de la formación, puede afirmarse que dentro de la región que se describe, todo el ambiente sedimentario corresponde al Tremadociano inferior, que quizá podría corresponder al grupo de Cardonal, según la nomenclatura de Keidel.

De toda el área cartada fue la localidad de Rodeo Colorado la que se estudió en detalle; primero lo hizo Figueroa Caprini (op. cit., 30 y sig.) y luego el autor quien ratificó las observaciones anteriores.

En Rodeo Colorado, y en los afloramientos situados al sud oeste de esa comarca, tienen representación estratos sincrónicos con los que Keidel (3, 198) definió como “grupo de Cardonal”, del Tremadociano, si bien la facies de Rodeo Colorado, presenta ciertas diferencias con respecto a la descripta por ese autor.

Los conglomerados basales que tienen una potencia considerable en la Quebrada del Toro y afluentes no aparecen aquí representados con tanto desarrollo; tal es el caso citado en el cerro Toraguada.

Encima se coloca un conjunto de 820 m de cuarcitas verdosas, o azuladas, muscovíticas, finas a medianas, con alguna delgada camada conglomerádica; tal conjunto posee restos de Braquiópodos (*Lingulella?*)

que se hallan especialmente contenidos en una arenisca sacaroidea pardo clara, y los rastros designados como *Cruziana*, notables en estratos arcillosos o "silticos" verdosos y con finas laminillas muscovíticas. Esta serie psammítica fuertemente diagenizada es pobre en fósiles, lo que contrasta con otros niveles tremadocianos más altos.

En efecto, de acuerdo con Figueroa Caprini que establece el comienzo de la "zona *Kainella*" a unos 1390 m sobre el contacto con las cuarcitas del Cámbrico, se observa claramente la iniciación de una espesa serie sedimentaria con la fauna caracterizada por ese género. Sin embargo se considera necesario destacar aquí que el límite basal de la serie con fauna de *Kainella* es una dislocación notable marcada por cuarcitas milonitizadas y brechas de falla, lo que podría indicar que la zona de *Kainella* no está completa en su desarrollo estratigráfico original.

Sobre la dislocación citada aparecen numerosos braquiópodos del género *Orthis*, constituyendo asociaciones de numerosos individuos, en cuarcitas amarillentas, algo sacaroides. Encima comienza la verdadera asociación faunística integrada especialmente por trilobites y graptolites.

Los géneros presentes según Figueroa Caprini (4, 31) son:

- Dictyonema flabelliforme* (Eichwald)
- Bucania cyrtoglypha* Harr.
- Geragnostus* sp.
- Leiagnostus iruyensis* (Kaiser) Harr. et Leanza.
- Gallagnostus* sp.
- Kainella meridionalis* Kobayashi
- Kainella cónica*
- Pseudokainella Keideli*
- Parabolinella argentinensis* Kobayashi
- Parabolinopsis mariana* Hoek
- Angelina hyeronimi* (Kaiser) Harr. et Leanza
- Megadaspidela* sp.
- Olenidae*
- Asaphellus catamarcensis* Kobayashi

Sin duda faltan en esta lista numerosos géneros que integran la denominada "fauna de *Kainella*". Una revisión más prolija de los afloramientos podrá tener éxito en la búsqueda de los géneros faltantes.

Turner (5, 44-45) estudiando numerosas localidades fosilíferas en

comarcas situadas al norte de nuestra región, consigna una lista de fósiles ordovícicos (Tremadociano inferior) algo más extensa, con trilobites clasificados por Leanza y graptolites estudiados por él mismo.

Las observaciones realizadas permiten establecer que los estratos ordovícicos más antiguos alcanzaron el borde la Puna (representado en nuestra región por la cerrillada que va desde el cerro Leandro hasta el Azulcasa) no así los posteriores del mismo período.



Fot. nº 4.— Curiosa forma de erosión en el Horizonte Calcáreo Dolomítico horizontal al NE del cerro Leandro.

En otras palabras las sedimentitas más antiguas del ordovícico se encuentran hacia el oeste y sobre ellas, se ubican en forma escalonada las capas posteriores, buzando regionalmente al este. Aquellas están representadas por el Tremadociano, reconocible no sólo por su litología bastante distinta del resto, sino que se le puede agregar la característica escasez de fósiles que es común en estos niveles más antiguos. Este detalle ha sido observado por Figueroa Caprini (1, perfil analítico, pág. 27, bis). A las razones aludidas puede agregarse el factor estructural, pues el bloque positivo del borde puneño fue también límite de distribución del mar ordovícico. Tal límite se mantuvo en progresivo ascenso, alejando cada vez más al este a las ingresiones marinas paleozoicas posteriores.

Como detalle morfológico de interés es necesario citar el valle típicamente glaciario en el lugar denominado Piedra Grande, situado al oeste del cerro Minero. Allí este valle de perfil característico tiene en su fondo, tramo medio, una elevación en forma de "dorso de ballena" y desde el mismo, aguas abajo una superficie especular elaborada sobre lutitas negras ordovícicas subverticales. En la desembocadura de ese valle, ubicada al sud de la senda que pasa por el abra de la Cruz, hay una superficie llana de construcción donde la acción glaciaria acumuló un espesor considerable de detritus que el hielo pudo transportar.

d) ESTRATOS DE PIRGUA (*Areniscas inferiores*). — Sus afloramientos se presentan en forma de franjas de rumbo prácticamente nortesud. Una de ellas se extiende desde el borde septentrional del área cartada hasta la Palca de Bacoya (unión del río Bacoya con el Nazareno) y la otra desde Pantipampa hasta los alrededores de los caseríos de Iruya. Es de hacer notar que aparecen, como continuación de esta franja, una serie de estratos litológicamente similares, intensamente tectonizados, que se mezclan con capas de otra edad (Terciario y Cámbrico) en afloramientos reducidos puestos en evidencia por la actividad erosiva del río Iruya. Son atribuidos asimismo a los estratos de Pirgüa.

Otros afloramientos de mucho menor amplitud aparecen al SE de Abra Blanca (cerca del Cerro Minero) y junto al abra del Cóndor sobre la senda de Iruya a Iturbe. En forma de escama tectónica hay capas de esta formación, intensamente deformadas, sobre la quebrada Capillas, inmediatamente al oeste de Iruya.

Figuroa Caprini (1, 36) midió, en la zona de Rodeo Colorado, 710 m de espesor para esta formación. La descripción que consigna, de arriba hacia abajo, completada con observaciones del autor, y adaptada a toda el área cubierta por el presente estudio, sería así:

- 0-50 m Conglomerados formados por clastos de cuarcitas cámbricas y rocas metamórficas, de 3 a 7 cm de diámetro, con matrix de arenisca conglomerádica rojiza, alternando con areniscas conglomerádicas rojo claras, duras.
- 50-350 m Areniscas semiduras, de grano mediano o fino, entrecruzadas, color ladrillo, con algunos delgados horizontes conglomerádicos.
- 350-355 m Arcilla arenosa, rojizo oscura, con fina estratificación.
- 355-405 m Conjunto de areniscas conglomerádicas, rojo claras, semiduras con intercalaciones de hasta 2 m de capas de conglomerados medianos

a finos, con clastos de cuarcitas y rocas metamórficas y mátrix arenoso de color rojo claro.

405-605 m Conglomerados gruesos, bastante diagenizados, con clastos similares a los del nivel superior, en bancos gruesos. La mátrix es también arenisca conglomerádica, rojo muy claro. Hay capas intercalares de areniscas medianas a gruesas, muy duras y rosado claras a rosado oscuras.

605-610 m Conglomerado grueso formado por clastos de gran tamaño (hasta 30 cm), de cuarcitas cámbricas y de otro origen comentados por un mátrix de arenisca conglomerádica. El cemento silíceo hace de este banco un estrato sumamente tenaz.

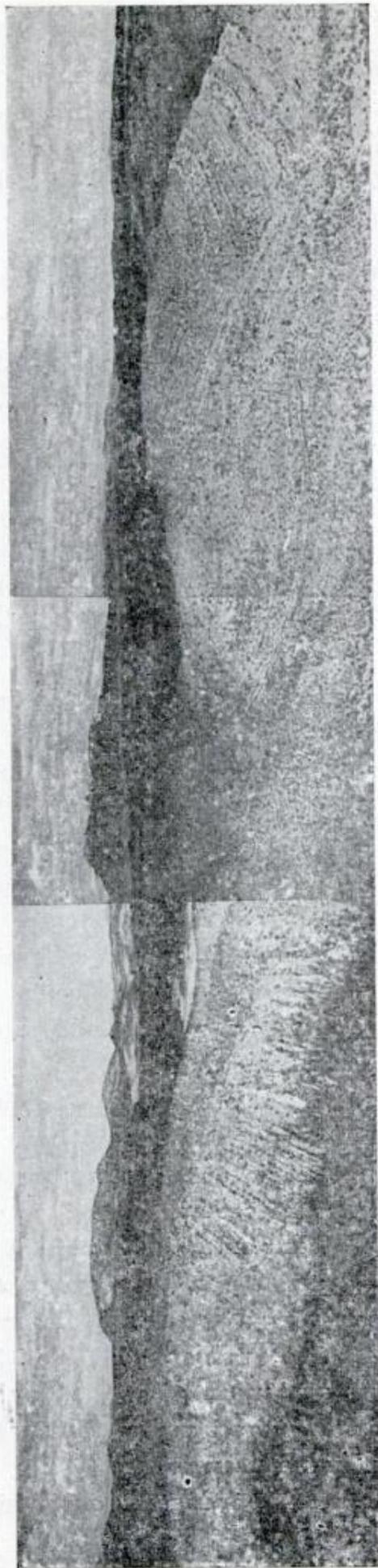
En rasgos generales, los demás afloramientos no se apartan de este panorama litológico, y es necesario destacar al respecto un carácter negativo para los estratos de Pirgüa en la región de Iruya. Las rocas generalmente mesosilíceas o básicas que se han alojado en esta formación en regiones situadas hacia el sud y este, en las provincia de Salta y Jujuy no aparecen en la zona cartada.

También es digno de destacarse una casi total desvinculación areal entre los afloramientos de los estratos de Pirgüa y los que corresponden al Horizonte Calcáreo Dolomítico.

Los rasgos típicos de la textura de estos sedimentos, y el tipo de ambiente morfológico donde se depositó, indica a las claras el origen torrencial de los mismos. Siempre aparecen en valles, actuales o antiguos, como si su distribución hubiera estado restringida a ellos. A poca distancia aguas arriba de la palca de Bacoya, se observa que las areniscas y conglomerados mesozoicos se apoyan, por medio de una discordancia erosiva, sobre las lutitas ordovícicas, rellenando dos valles elaborados en éstas (perfil 6).

e) HORIZONTE CALCÁREO DOLOMÍTICO. — Su difusión más amplia la alcanza en el ambiente de Puna, es decir al oeste de la cadena que va desde el Cerro Casayoc al cerro Azulcasa. Aparece formando afloramientos extensos en la margen izquierda del río Cóndor y sobre la margen derecha del río Potrerillos, oculto parcialmente por depósitos rojos del Terciario.

Un girón tectónico notable aflora en el Abra del Cóndor y sigue por unos 10 km con rumbo prácticamente meridional. Con igual disposición estructural, una franja limitada por fallas, corre paralelamente al río La Cueva a lo largo de su margen izquierda, en un trayecto de unos 20 km para desaparecer por un trecho y reaparecer en la margen derecha del tramo inferior del mismo curso de agua.



Fot. nº 5.— El Cerro Blanco, en el tramo inferior del río Cóndor, formado por Horizonte Calcáreo Dolomítico y areniscas rojas terciarias, plegado y fallado. De N a S.

Estas capas calizas, ya repetidamente descritas en la literatura, presentan algunas variantes notables a su ya clásica composición estratigráfica. El conjunto supera en general los 300 m de espesor, pero algunos afloramientos, por ejemplo en la quebrada Tola, afluente derecho de la Quebrada de La Cueva, la formación tiene un espesor máximo de 100 m debido a la presencia de dislocaciones que la han cercenado.

En la base del Horizonte Calcáreo Dolomítico y asociado a él, aparece en la quebrada La Cueva, frente al caserío homónimo, y visible especialmente en la barranca derecha del valle, un conglomerado grueso, compacto, de clastos bien pulimentados y redondeados, provenientes de material cuarcítico del Cámbrico, con mátrix arenoso y cemento calcáreo que no alcanza a reunir con firmeza el material clástico. Este banco, de textura torrencial entrecruzada, tiene una potencia de 7 m y constituye un verdadero conglomerado de base asentado en marcada discordancia sobre las lutitas ordovícicas (fotografías 2 y 3).

La diagénesis es poco marcada y los clastos están cubiertos por una pátina de óxido de hierro. Es de hacer notar que los clastos son marcadamente elipsoidales y el diámetro mayor de los mismos oscila alrededor de 5 cm.

Encima, tal como se ve con claridad en la quebrada Tola, hay un conjunto de alrededor de 100 m de areniscas blanquecino-amarillentas, medianas, duras, en las cuales el componente calcáreo aparece como cemento y también en forma de vénulas o de nódulos. Hacia la base se aprecia un progresivo tono rojizo producido por material ferruginoso. Corresponden a las capas que en la literatura geológica se las conoce como *Areniscas Calcáreas*.

A 30 m del techo de estas areniscas hay un conglomerado de unos 11 m de espesor con cemento calcáreo y clastos cuarcíticos uniformes (eje mayor del elipse alrededor de 5 cm). La capa superior de este banco psefítico tiene nódulos de pedernal de 2-3 cm de espesor.

Encima de este conjunto conglomerádico-areniscoso, está el Horizonte Calcáreo Dolomítico "sensu strictu". Lo componen areniscas amarillas medianas a finas, calcáreas, a veces poco diagenizadas, y calizas moradas de gran dureza en capitas de alrededor de 0,20 m de espesor. Se superpone a estas capas un conjunto de estratos alternantes; horizontes con *Melania* a veces de espesor considerable, calizas oolíticas y areniscas calcáreas duras, amarillas y rojizas.

Se presentan a menudo brechas endógenas muy visibles. Esta alter-

nancia ocurre sin variantes hasta el techo de la formación a través de un espesor de alrededor de 150 m. En la parte más alta hay capas calizas muy duras con nódulos de pedernal. El *Pucalithus* no aparece en esta formación en los afloramientos al este del borde de la Puna.

La descripción precedente es válida también para los afloramientos que se encuentran al oeste, más allá de la cadena Co. Casayoc-Co. Azulcasa, pero hay leves variantes. En esta región los conglomerados no aparecen, lo cual permite sacar conclusiones acerca del tipo de drenaje que existió durante la sedimentación de esta formación: también la diferencia se establece en cuanto al contenido faunístico, pues en la Puna ya hay capas con *Problematicum* (los cuales, como ya es sabido no aparecen con las *Melania*s sino que se hallan siempre separadas por cierto espesor de sedimentos).

Las fotografías 4 y 5 ilustran acerca de la disposición tectónica en el cerro Blanco meridional, y de una forma de erosión llamativa.

f) ESTRATOS DE SANTA BÁRBARA. — Este conjunto sedimentario se presenta en la margen izquierda del río La Cueva en forma de afloramientos de reducida extensión, y sobre la ladera derecha del valle con depósitos de amplitud, relacionados en ambos, casos, con la presencia del Horizonte Calcáreo Dolomítico infrayacente.

Estos sedimentos, rojizos en general, siguen más allá del borde meridional del área cartada en forma de una franja de extensión lateral (E-W) uniforme.

La descripción litológica es muy similar a los niveles 13 y 14 que consigna Groeber (2, 447-448) en el perfil de Yacoraite, es decir que no aparecen mostrando las tres secciones clásicas que son comunes hacia el sud. Se trata en este caso de arcillas muy arenosas, verde pálido o blanquecinas, a veces rojizas, yesíferas (nódulos y venas) con algunas intercalaciones delgadas de arenisca blanca, calcárea, fina, y capas de margas verdes o castañas. Esta sucesión, de unos 80-100 m de espesor, está cubierta por otra de espesor similar de arcillas arenosas rojizas, y areniscas arcillosas también rojizas, finas a medianas. Todo el conjunto es levemente calcáreo. Hay intercalaciones de areniscas calcáreas amarillentas, medianas, duras; el yeso parece ser abundante hacia los niveles inferiores.

Todo el conjunto de estratificación poco definida, es en realidad una facies lateral muy arenosa, de esa formación que como es sabido, en su facies típica es margosa y de colores vivos y variados. La plasticidad o competencia es grande, de ahí que sus depósitos, que integran

estructuras con otras formaciones de gran dureza, aparezcan afectados por pliegues pronunciados.

g) **TERCIARIO.** — Atribúyese a esta edad la espesa acumulación sedimentaria compuesta especialmente por areniscas rojo-ladrillo o rojas, finas en bancos de 1-2 m, que afloran en un área extensa en el ambiente de puna, en ambas márgenes del río Cóndor, y semicubiertos por aluvión cuaternario al naciente del río Potrerillos.

También son terciarias algunas capas sumamente tectonizadas que aparecen en asomos muy reducidos en el curso del río Iruya, en condiciones de gran alteración mecánica, que llega a menudo al amasamiento.

La asignación de edad precisa a esta monótona sucesión de bancos arenosos es difícil, por cuanto su aspecto es el que presenta a veces la formación denominada Areniscas Superiores, o por lo menos es la formación que más se le asemeja. La formación Santa Bárbara descrita ya al este del borde de la puna, es litológicamente bastante diferente, lo que no induce a homologar ambos tipos de depósitos. Por otra parte este conjunto de areniscas rojas es también distinto a los que Turner (5, 60) describe bajo el rubro de Formación Yeguatilla, denominación que aplica a la Formación Santa Bárbara en sus facies distal en ambiente puneño.

Estas consideraciones precedentes han hecho que los estratos arenosos rojizos de las márgenes del río Cóndor y Potrerillos hayan sido ubicados dentro del Terciario, aplicándole esta denominación general, sin concretar más su situación cronológica porque para ello será necesario estudiarlos en detalle lo cual no se ha hecho debido a la escala en que se trabajó.

Los sedimentos que aparecen en el cauce del río Iruya, muy tectonizados, como ya se ha consignado, son areniscas finas, semiduras, friables, rojizas, claras y yesíferas (vetas supergénicas?) que afloran entre estratos cámbricos.

Los planos separadores que hay entre ambas formaciones son sin duda de origen tectónico, en otras palabras son fallas, y a la vez movimientos diferenciales, como resultado de la gran diferencia de dureza entre las areniscas rojas y las cuarcitas rojizas-rosadas paleozoicas. En el perfil n° 8 se han ubicado dos fallas en un intento de resolver la complicada estructura del centro del valle, pero ello no es en modo alguno rigurosamente exacto ya que se trata en realidad de una verdadera brecha tectónica, producto de las presiones laterales que han com-

primido la cuenca, y que lógicamente han resuelto el acortamiento de distancias no sólo por plegamiento sino también por aparición de fallas inversas, que se observan en ciertos afluentes del río Iruya, en los lugares donde estos cauces disectan la espesa cubierta moderna.

h) CUARTARIO. — Tienen especial desarrollo en esta región, no solo en sentido horizontal, sino también en cuanto a su potencia.

En el ambiente de Puna, en la región occidental de la superficie estudiada, los sedimentos psefíticos cuaternarios cubren una vasta extensión, donde tienen un espesor variable, entre 20 y 3 m, anotándose los valores mayores hacia el este, es decir contra los cerros elevados del cordón Co. Azul Casa - Co. Casayoc. La potencia de estas acumulaciones y también el tamaño de los clastos que la integran se reducen progresivamente hacia occidente.

Ocultan bajo ellos a los metasedimentos proterozoicos y a las sedimentitas rojas que atribuimos al Terciario. Ambas formaciones asoman en los cauces que descienden hacia el colector principal, río Potrerillo en este caso, gracias al claro proceso de aterrazamiento del Cuartario con la consiguiente reactivación de los sistemas de drenaje. Los fondos de los cauces modernos están hasta a 50 m debajo de la superficie aterrazada.

El faldeo oriental del cerro Morado está cubierto también por sedimentos modernos, que hacia el oeste llegan hasta el río Chaupi Rodeo, tienen allí las características clásicas de este tipo de acumulaciones, cuyo material proviene a las cuarcitas cámbricas (clastos gruesos) y del Proterozoico y Ordovícico (clastos medianos a finos). Aparecen terrazados y dejan asomar, en las barrancas de los valles a capas terciarias yesíferas.

También son dignas de mención las grandes acumulaciones que alcanzan espesores considerables cerca de Iruya. Son restos de conos de deyección, vinculados al río Iruya y que actualmente forman sus barrancas en ciertos trechos.

La composición de estos restos de conos es diferente a las ya citadas para el faldeo del cerro Morado, pues estas están integradas por material considerablemente más fino; se trata de las rocas que provienen del Proterozoico, las cuales muy desmenuzadas, han formado clastos medianos o finos. En el conjunto gris negruzco se destacan algunos niveles decolores blanquecinos que son los portadores de material volcánico mezclado con las rocas clásicas.

En el lugar denominado Piedra Grande, donde existe un hermoso ejemplo de morfología glaciaria, hay una acumulación de ese origen, posiblemente una morena frontal que está integrada por el conglomerado clásico característico.

También puede citarse los depósitos de turba, que en forma de terraza ocupan algunos valles de quebradas cerca de Milluyoc, alcanzando a unos 7 metros de espesor.

En la actualidad la región corresponde prácticamente en su totalidad a los tramos erosivos superiores de los cursos de agua, por lo tanto en el presente, la sedimentación se limita a los derrubios de falda de origen gravitacional.

III. TECTONICA

El área encuadrada por el mapa pertenece al ambiente tectónico de prepuna, y en menor proporción cubre también algo de la parte de puna. Toda la región se ha visto sometida a una intensa acción diastrófica puesta de manifiesto en especial por la severa fracturación que muestra la serie sedimentaria. Grandes dislocaciones de alcance regional, sobrecorrimientos, movimientos diferenciales y fallas de acomodación, son elementos comunes en la zona considerada. Los plegamientos de formaciones o capas, son muy pocos, pues indefectiblemente (salvo el caso del pequeño sinclinal del cerro Blanco y otro situado al oeste del río de la Cueva) las presiones tectónicas han superado el índice de plasticidad de los paquetes sedimentarios.

Todas estas características configuran el típico ambiente propio de los contrafuertes puneños, que fueran descritos por Hausen en 1925.

La condición estructural predominante es un sistema de grandes fallas de rumbo aproximadamente meridional, con planos que buscan en la mayoría de los casos hacia el oeste, y cuyos rechazos, son sin duda, considerables. En algunos lugares, en el contacto entre las capas cámbricas y las lutitas ordovícicas se encuentran rastros de desplazamiento a lo largo del plano formado por ese contacto, a la manera de "bedding faults". En estos casos la magnitud del desplazamiento es imposible de estimar.

Las formaciones geológicas están relacionadas entre sí por medio de fallas, como se puede observar en el mapa general. Los largos jirones de formaciones especialmente prepaleozoicas y paleozoicas

componen una estructura general, que no obstante la enorme presión que sobre ellas se ha ejercido, puede calificarse de simple, puesto que no aparecen más complicaciones que las que se intentan mostrar en los perfiles adjuntos. Sólo hay complejidad en la franja oriental de nuestra región. El área de Rodeo Colorado, San Isidro e Iruya, que se ajusta a los rasgos generales descritos para toda la región, presenta sin embargo, esos mismos rasgos sumamente acentuados. En las dos primeras localidades aparecen jirones tectónicos en forma de escamas, las cuales encierran material sedimentario enormemente comprimido y hasta amasado; el profundo valle del río Iruya en el tramo situado al sur de la localidad homónima y también la prolongación norte de esa franja tectónica, integrada por sedimentitas cámbricas, ordovícicas y triásicas (Estratos de Pírgua) se presentan, sobre todo al sur del río San Juan, con una alteración mecánica digna de ser estudiada en detalle. Figucroa Caprini (1) ha efectuado un interesante estudio de la región de Rodeo Colorado, en el cual resuelve la intrincada tectónica del lugar.

En términos generales, esa disposición compleja no es sino el resultado de una severísima compresión. Las areniscas cuarcíticas de edad cámbrica, las areniscas terciarias y las rocas del Proterozoico se encuentran molidas y luego parcialmente rediagenizadas, aflorando en los valles colgantes tributarios del río Iruya, donde la erosión ha eliminado la espesa cubierta pleistocénica que se extiende a lo largo del cauce principal.

Hay fallas de rumbo WNW en varios puntos del área relevada. Son difíciles de observar en superficie y es también ardua la tarea de establecer su intervención en las estructuras que integran. Sus planos son verticales o subverticales y el origen de las mismas puede deberse a razones de acomodación.

Dos dislocaciones de este tipo aparecen en la cadena más occidental de cerros. Ellas están frente al cerro Cortadera y al sur del cerro Agua Amarilla. También se observan en las proximidades de La Cueva, en el cerro Blanco y en el cerro Chujchujloma, al cual divide en dos porciones. En este último ejemplo el rumbo de la falla es levemente distinto al de los demás, pero sin duda su origen es el mismo, como así también sus efectos.

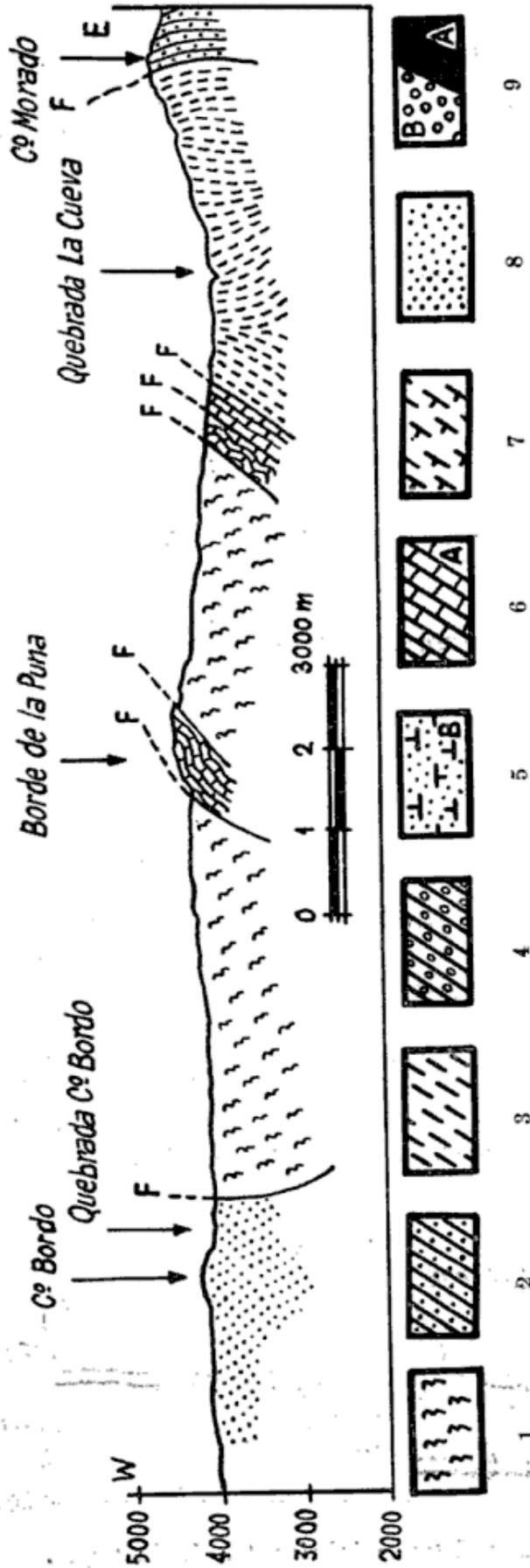
Todo el panorama tectónico someramente descrito es el resultado de la acción enérgica de los acontecimientos diastróficos correspondientes al sistema andino, con el aporte considerablemente menor de los ciclos preterciarios. Como es dable suponer el ciclo án-

dico enmascaró los más débiles rasgos tectónicos previos, y por otro lado incrementó los efectos ya marcados, es decir aumentó el rechazo de las fallas activas preexistentes, produjo mayores ascensos de los bloques positivos (truncos de montaña) y mayores descensos de aquellos de carácter negativo (fondos de valles tectónicos).

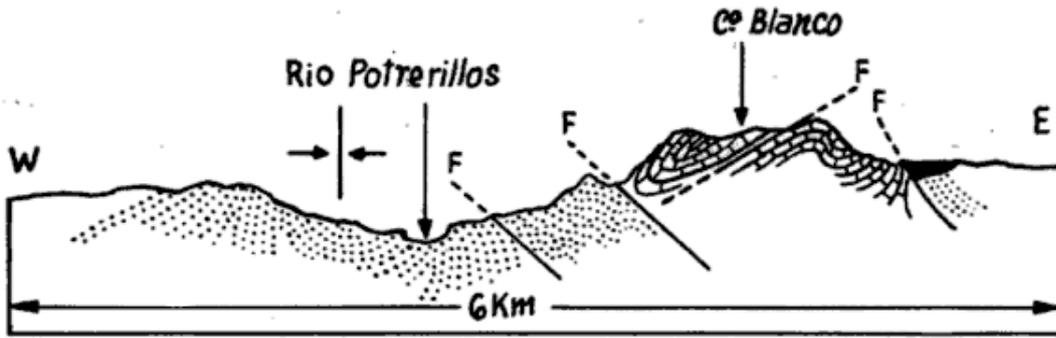
Las pruebas de estas afirmaciones son numerosas, pero no nos extenderemos en consideraciones de este orden, pues escapan a los propósitos de estas líneas.

En resumen, se puede concluir que los rasgos tectónicos actuales son el resultado casi exclusivo del ciclo ándico y que los períodos diastróficos previos aparecen poco definidos u ocultos totalmente. Hay, sin embargo, ciertos factores que permiten la individualización de algunos de éstos. Así es que los sedimentos marinos del Cámbrico y los de igual origen del Ordovícico, muestran los rastros de movimientos en especial epirogénicos, con los consiguientes avances y retrocesos del mar.

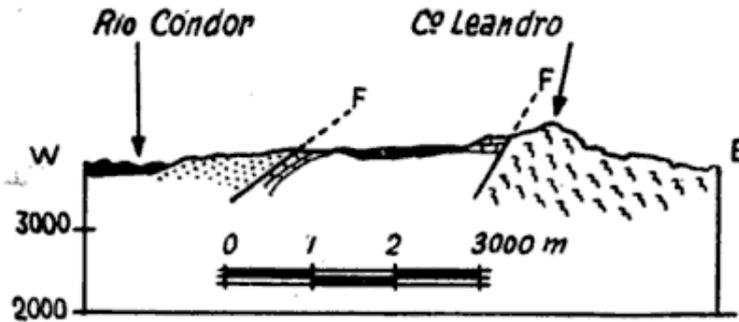
En la bibliografía hay consideraciones detalladas sobre este tema. Las hace KEIDEL (5, 213-217) para los estratos paleozoicos citados que afloran en la quebrada del Toro y adyacencias. Tales consideraciones son en un todo aplicables a la región situada al oeste de Iruya.



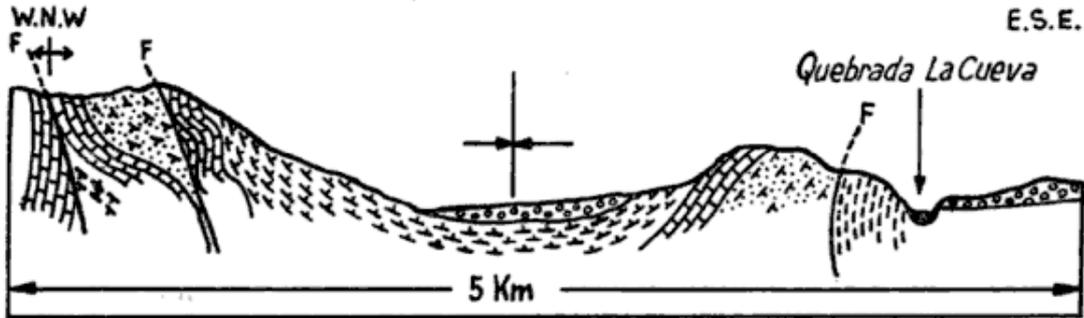
Perfil n.º 1.— Entre el cerro Bordo y el cerro Morado.



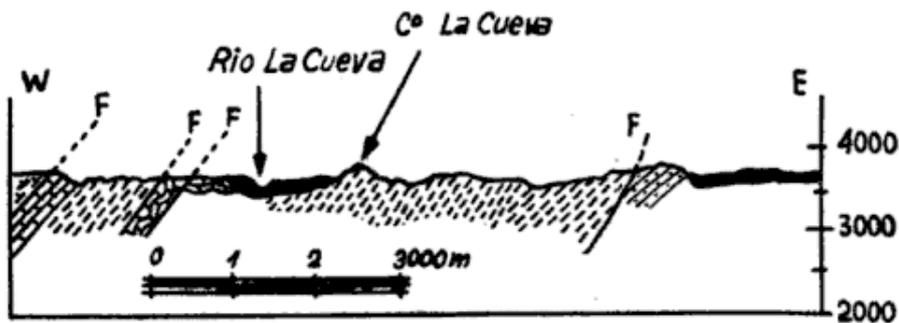
Perfil n° 2.—Del valle del río Potrerillos y del cerro Blanco. (Sin escala).



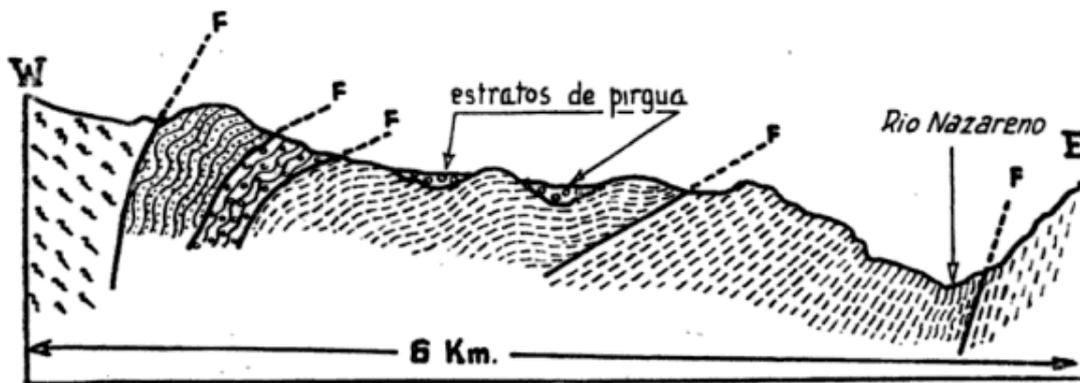
Perfil n° 3.—Del valle del río Cóndor y del cerro Leandro.



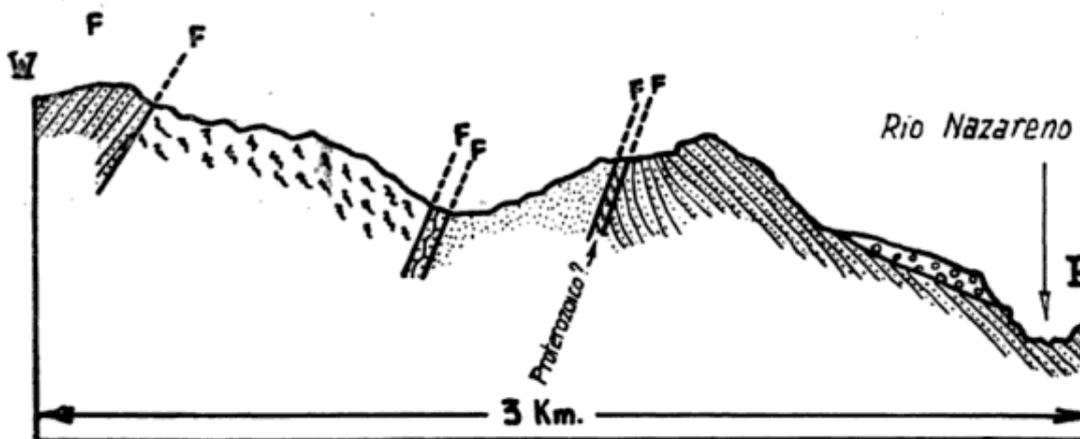
Perfil n° 4.—De la región al oeste de la desembocadura de la quebrada Tola en la quebrada La Cueva. (Sin escala).



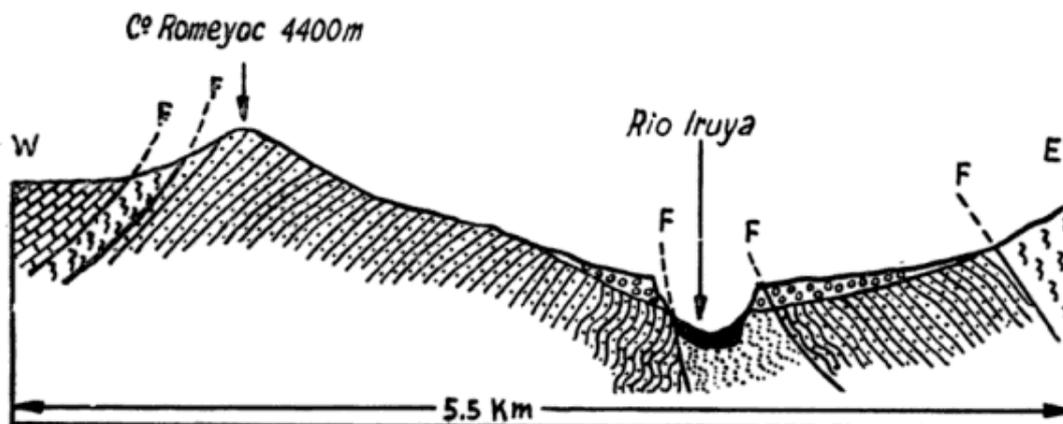
Perfil n° 5.—Por el tramo inferior del río La Cueva.



Perfil nº 6.—Por el tramo inferior del río Bacoya. (Sin escala).



Perfil nº 7.—Por la margen izquierda de la quebrada Capillas. (Sin escala).



Perfil nº 8.—Del río Iruya, aguas abajo de la localidad homónima. (Sin escala).

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. FIGUEROA CAPRINI, M. *Contribución al conocimiento geológico y petrográfico de la zona comprendida entre San Pedro de Iruya y el cerro Minero, prov. de Salta.* — Tesis inédita del Museo La Plata. La Plata, 1955.
2. GROEBER, P. *Mesozoico.* — Geografía de la República Argentina, tomo II, primera parte. Pub. por GAEA. Buenos Aires, 1952.
3. KEIDEL, J. *El Ordovícico inferior en los Andes del Norte Argentino.* — Boletín de la Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba, tomo XXXVI, entrega 2^ª, pp. 149-229, Buenos Aires, 1943.
4. KEIDEL, J. *El Paleozoico.* — Geografía de la República Argentina, tomo I. Publicado por GAEA. Buenos Aires, 1947.
5. TURNER, J. C. M. *Descripción geológica de la hoja 2c-Santa Victoria.* — Informe inédito de la D. N. de G. y M. Mapa Geológico-económico de la República Argentina a escala 1 : 200.000. Buenos Aires, 1952.
6. VILELA, C. R. *Descripción geológica de la hoja 7d-Rosario de Lerma, prov. de Salta.* — Bol. 84 de la Dir. N. de Geología y Minería. Buenos Aires, 1956.

Manuscrito recibido en mayo de 1960.

ACERCA DE UNA TANGUAITA DE IRUYA (PROVINCIA DE SALTA)

Y DE LAS ROCAS ALCALINAS DEL NOROESTE ARGENTINO

Por BERNABE J. QUARTINO

Departamento de Geología.

Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

Se describe una tinguaita procedente de un dique intruído en esquistos precámbricos al NNW de Iruya, en la Cordillera Salto-Jujeña. Se efectúa una reseña sobre las formaciones eruptivas del noroeste argentino que manifiestan alcalinidad o afinidades en tal sentido, con el propósito de ubicar la tinguaita en relación con las mismas.

ABSTRACT

A Tinguaitite from a dike intruding the Precambrian schists in the NNW of Iruya (Cordillera Salto-Jujeña) is described. The relations with other known alkalic rocks of northwestern Argentina is discussed.

El doctor César Vilela, durante el relevamiento geológico de la zona de Iruya, provincia de Salta, ha tenido ocasión de hallar en una región de formaciones proterozoicas y ordovícicas exenta casi de manifestaciones magmáticas, contados diques delgados y de exigua corrida uno de los cuales reviste interés petrográfico (y petrológico) por cuanto corresponde a un tipo alcalino que tiene llamativa importancia en el noroeste argentino y Sud de Bolivia. En el trabajo de Vilela, que se publica en este volumen se ha de hallar la ubicación geográfica del dique tinguaitico en cuestión. Las referencias de campo aquí añadidas han sido proporcionadas por el distinguido colega.

Esta nota tiene en cierto modo carácter ad-hoc del trabajo geológico del autor del hallazgo, por cuyo motivo se ha deseado la publicación simultánea. Quedo agradecido al mismo, pues, por haberme proporcionado la muestra, facilitando con ello la concreción de esta nota. Dejo constancia igualmente de la colaboración por los señores A. Csaki y H. Ulbrich durante el trabajo bibliográfico.

I. INTRODUCCION

El examen petrográfico ha sido realizado sobre una sola muestra, de la cual se efectuaron cinco secciones delgadas. Se comprende entonces la limitación impuesta al trabajo, y la restricción que ha de aplicarse a los datos de observación mineralógica y textural. Sin embargo, como el aspecto de la roca en el campo es homogéneo en grano y color, y la muestra ha sido extraída criteriosamente con el objeto de su estudio, puede considerarse representativa del afloramiento. Este es reducido, siendo muy difícil seguir los dos diques que aparecen al N del Cerro Barro Negro (aprox. lat. $22^{\circ} 35'$, long. $65^{\circ} 20'$) entre acumulaciones detríticas en una abrupta topografía, elaborada en el precámbrico de la Quebrada Vallecito, en las cabeceras del Río Becoya. Los diquecitos son subverticales, de espesor algo inferior a 1 m, de rumbo E-W, y la caja está constituida por esquistos proterozoicos de rumbo $N 10^{\circ} E$ sumamente inclinados, hasta la vertical.

II. DESCRIPCION PETROGRAFICA DE LA TINGUAITA

Aspecto megascópico.

Color gris oscuro a negro, con tonalidad pardusca. Estructura porfírica, con fenocristales bien destacados de feldespato alcalino y nefelina, los últimos de los cuales son de mayor tamaño, euhedrales o anhedrales, de longitud máxima hasta 1 cm. Los fenocristales ferromagnéticos, de uno o dos mm término medio, se distinguen menos de la pasta densa. Los fenocristales de feldespato y nefelina se hallan dispersos regularmente, o bien reunidos en agrupaciones de varios individuos que en conjunto llegan a cubrir superficies de alrededor de 2 cm^2 , de textura granosa equi o inequigranular, con granitos de mineral fémico. La roca en su conjunto es de aspecto fresco.

Caracteres microscópicos.

Fenocristales: Las proporciones de feldespato alcalino (sanidina) y nefelina son aproximadamente iguales. Nefelina: ($\pm 000, I$: n_o : 1,539; n_e : 1,535) se halla en cristales euhedrales a anhedrales escasamente alterados a *analcita* (y otra zeolita, no determinada) la cual forma áreas de límites por lo general rectos debido a control estructural, las cuales suelen coalescer a modo de venas. Estos crecimientos

son constantes en distintos cristales, no así la presencia de escamas de sericita, grumos carbonáticos y agregaciones turbias sin duda ferruginosas. La extinción de la nefelina es finamente irregular como si ello fuera el efecto de una cataclasis muy tenue, o bien el producto de una inhomogeneidad cristalina casi submicroscópica por exsolución. La forma de los cristales es variable, predominando los que son resultado de un redondeamiento por corrosión; con todo, algunos son perfectamente idiomorfos subrectangulares. Se hallan inclusiones de titanita.

Feldespato alcalino: Los cristales de *sanidina* (2 V muy pequeño, hasta cero), anhedrales, también se hallan corroídos. Ello se aprecia muy bien en los contados individuos que configuran un hábito tubular alargado subidiomorfo, en los cuales el contorno ondula siguiendo un ajuste aproximado al plano cristalográfico 010, o llega a configurar un relecto alargado casi informe por avance de la corrosión. La alteración arcillo ferruginosa muy fina (turbidez) no se asocia a los planos nítidos de clivaje (001 más desarrollado que 010) sino que se halla más bien en relación con los bordes cristalinos, o con algunas áreas de inhomogeneidad óptica por exsolución. Esta es casi submicroscópica, confundándose con la extinción ondulosa-fragmentosa, o bien se halla claramente expresada en crecimientos de albita maclada normalmente según un plano paralelo al plano 010 del cristal de sanidina. Estas placas exsolutivas de albita, de espesor común 10 micrones, se alargan según la traza de dicho plano, y entre unas y otras suelen conectarse por venillas configurando una especie de red. Otros crecimientos albiticos son menos definidos en su forma y disposición, tales como pequeños parches o glóbulos, aislados o en grupos.

Piroxeno: Los fenocristales de *clinopiroxeno* son más pequeños y más numerosos que los de feldespato alcalino y nefelina. El tamaño más común es 1 mm, cubriendo áreas mayores en agrupaciones a modo de glomérulos, de tres a cinco cristales. El cristal más grande hallado alcanza a 3 mm y forma con otros dos más pequeños y un grano anhedral de nefelina un agregado hipidiomorfo granoso. En su casi totalidad los fenocristales de clinopiroxeno son cuhedral con predominio de hábito corto subcuadrático y raro prismático alargado, el cual por contraste es dominante en la pasta y tamaños intermedios. Salvo contadas excepciones el clinopiroxeno es *titanaugita* muy pleocroica (γ : amarillo fuerte, a veces algo pardusco o verdoso; α y β más parecidos entre sí: pardo violáceo a gris pardo violáceo con tonalidades suaves verdosas; la diferencia entre ambos es leve; β es más violáceo y grisá-

ceo con menor tonalidad castaño, siendo además α más claro). Estos colores de absorción son más bien constantes en distintos cristales, variando en cambio por zonalidad: cristales de pleocroísmo homogéneo y otros de variación gradual de tonos. La zonalidad es muy nítida en cuanto a extinción: zonas netas, múltiples, oscilantes y zonas difusas poco perceptibles y aún cristales totalmente homogéneos. Son frecuentes rebordes incoloros muy delgados que extinguen simultáneamente o diversamente del cristal central, o lo hacen como extremo acentuado de la zonalidad. El límite de los rebordes es neto pudiendo enmarcar una forma euhedral o una ovoide, debiéndose esto último a corrosión previa al crecimiento tardío que formó el reborde. En los pocos fenocristales xenomorfos (fragmentos de cristales) el borde claro rodea la forma destruccional como una alteración o crecimiento póstumo, que ha sido coetáneo con la cristalización de la pasta en virtud de que en tales rebordes suele hallarse manchas de color verde intenso análogas a los cristallitos de *aegirina* de aquella. En cristales idiomorfos el clinopiroxeno verde tardío forma márgenes más o menos continuos sobre el reborde incoloro. Los valores del ángulo $2V$ (medida directa de $2V$ o semiángulo en orientación cardinal) oscilan entre $2V\gamma$ 68° y 76° , siendo más frecuente 68° y 72° . En un caso se comprobó fuerte disminución del ángulo $2V$ hacia la periferia (variación zonal entre 4° y 8°). La gran dispersión dificulta la precisión de las medidas. En cuanto a ángulos de extinción se midieron valores γ : c-44-45 $^\circ$ y también menores, dentro del campo de variación de la titanaugita (Tröger, 1959).

Algunos cristales pertenecen a otra especie de clinopiroxeno (*augita*) incoloro o verdoso (α verde botella, γ verde amarillento), con γ : c 45 $^\circ$, reborde incoloro y $2V$ más chico (en un caso el ángulo $2V$ es propio de *augita-augita subcálcica*). Sin duda el contenido de titanio que imprime el color característico a la titanaugita es variable, como es variable también la incorporación de alcalis que se acentúa en la etapa de cristalización de la pasta.

Son frecuentes inclusiones de apatita y magnetita en los cristales de piroxeno.

Otros fenocristales: hornblenda parda de pleocroísmo variable a veces muy intenso (γ castaño rojizo oscuro, β castaño algo más claro, α amarillo pardusco) o bien casi ausente; en ocasiones maclados y un buen número de ellos zonales, por zonalidad gradual o con un reborde neto más claro y menos pleocroico. La regla es que este reborde tiene un límite externo euhedral y un límite interior redondeado, de

sección elipsoidal, lo que sugiere, tal como en el caso del clinopiroxeno, una etapa de disolución o de cambio de las condiciones de crecimiento cristalino previo a la fase final que formó el reborde. Tanto en los piroxenos como en los anfíboles hay cierta gradación de tamaño entre los fenocristales bien definidos y los cristales más desarrollados de la pasta. En ésta es común el hábito prismático largo de la hornblenda parda mientras que en los fenocristales o bien el hábito es corto o no es tan grande la relación de longitud, ancho de los individuos elongados. El mayor ángulo $\gamma: c$ medido es 19° . Inclusiones: apatita.

Olivina: son cristales pequeños por lo común de 0,2 mm y algunos (raro) hasta 1,5 mm. Se disponen aislados o en grupos, idiomorfos por lo general, con corrosiones; algunos xenomorfos. En individuos límpidos se halló $2V_\alpha: 80-85^\circ$ (crisolito-hialosiderita). Es frecuente la transformación parcial o pseudomorfosis total según un mineral de índice refractivo medio próximo a 1,54, birrefringencia mediana y $2V_\alpha 30^\circ$, extinción recta, elongación negativa (antigorita-vermiculita), que en algunos cristales se halla con clorita verde (raro) y magnetita, pero sobre todo conjuntamente con escamitas de biotita muy pelocroica. La disposición de estos cristales de olivina es de interés por cuanto forman agrupaciones de 3 a 6 pequeños individuos alterados o no, que se unen por un agregado de laminillas de biotita ($2V: 0^\circ$, fuerte pleocroismo castaño rojizo). Estas laminillas rodean también como producto de evidente reacción a los cristales de olivina aislados y se suman a los agregados de cristales de augita o titanaugita y hornblenda parda conjuntamente con olivina. La resorción de la olivina se comprueba en cristales mayores reducidos a restos aislados de extinción simultánea entre los cuales predomina el agregado biotítico.

Titanita escasos cristales cuhedral de 0,2 a 0,6 mm.

Magnetita anhedral o cuhedral (a veces esquelética) en individuos de 0,2 a 0,5 mm poco abundantes.

2) *Pasta*: cristales en su mayoría de feldespato alcalino (sanidina) de hábito tabular alargado; clinopiroxeno, anfíbol, biotita, mineral opaco, apatita y olivina, se disponen sin orientación preferencial en una mesostasis zeolítica muy abundante. Lo característico de la pasta es esta riqueza en zeolita (puesta de manifiesto por técnica de teñido) y la inhomogeneidad un tanto anormal de su textura y en cierto modo de su composición. Esto parece hallarse en relación con los fenómenos de corrosión de los fenocristales y probablemente también en asimilación de xenolitos a juzgar por la existencia de áreas de límites

irregularmente definidos donde varía la proporción de los minerales de la pasta, aumentando la cantidad de microescamas de biotita. La *zeolita* es de dos tipos: una, probablemente analcima, isotropa; la otra, de leve birrefringencia, relieve un tanto menor, 2V pequeño, índice próximo a 1,494, que quizás sea heulandita o chabazita.

El fieltro de cristales de feldespato alcalino, clinopiroxeno y hornblenda es muy apretado, o bien se abre dando lugar a mesostasis zeolítica abundante dentro de la cual se proyectan las agujas de piroxeno y tablas de sanidina. La zeolita que forma crecimientos a modo de rellenos vesciculares de 1 a 2 mm es del tipo más birrefringente; dentro de la misma se hallan incluídas sanidina y biotita y agujas muy finas de *aegirina*. Los cristales íntegramente constituídos por *aegirina* se limitan a agujas y prismas muy pequeños en la mesostasis. Los individuos de clinopiroxeno algo mayores, hasta tamaños en transición a fenocristales chicos, son sólo parcialmente aegirínicos. Es común hallar prismas la mitad de los cuales es titanaugita análoga a la ya descrita, y la otra mitad es *aegirina* ($a:c=0$) fuertemente pleocroica verde oscuro (a) a amarillento verdoso claro. En muchos casos solamente el extremo del prisma es *aegirina*.

En prismas diminutos de hornblenda, situados en el seno de rellenos zeolíticos, al parecer en áreas de contaminación muy ricas en biotita, también se aprecia la cristalización tardía sódica, por existir ápices de extinción recta negativa y de color azul vivo según alfa (*riebeckita*).

Los restantes minerales de la pasta, menos importantes, son magnetita y calcita.

Los *agregados hipidiomorfos* granosos ya mencionados se componen de feldespato alcalino (sanidina, anortoclasa), nefelina y escaso mineral fémico (augita), pseudomorfos con calcita y óxido férrico y magnetita. El tamaño de grano es semejante al de una microsienita inequigranular.

III. PETROLOGIA

La tinguaíta de Iruya en relación con otras manifestaciones eruptivas con afinidades alcalinas de la región.

La ubicación de esta roca fonolítica en alguna de las formaciones eruptivas del noroeste argentino tropieza con la limitación de las relaciones geológicas de edad que ha provista el hallazgo, circunstancia que es propia también de la mayoría del resto de los aislados afloramientos de rocas con las cuales podría especularse sobre una relación

de consanguinidad, dentro del ámbito de la Cordillera Salto-Jujeña. Es indudable que la localización geoes estructural de la tinguaita resulta llamativa ante el sólo resumen de la ubicación de los hallazgos de rocas con afinidades alcalinas. Ya Hausen (1930) había señalado el interés de la presencia de eruptivas alcalinas en la parte septentrional de la República, destacando la necesidad de investigar el problema. El progreso posterior de los estudios geológicos regionales no acreció mayormente la nómina de localidades, por lo cual el hallazgo de Iruya actualiza la consideración de la existencia de este tipo de manifestaciones magmáticas en una extensa faja situada al E de la Puna: en las Sierras Subandinas, La Cordillera Salto-jujeña y su continuación en Bolivia.

Reseña. — Ahlfeld (1946) cita unos pocos afloramientos de rocas alcalinas en Bolivia. El más interesante es el de Cerro Sapo (aprox. Lat. 17°, long. 67°), constituido por un pequeño cuerpo de sienita *nefelínica* con 10 % de sodalita, intruído en capas del Paleozoico Inferior de la Serranía de Palca, que se asocia con pegmatitas y vetas carbonáticas con sodalita. A pocos kilómetros se halla otro cuerpo intrusivo, en Saillapata (véase Ahlfeld y Mosebach, 1935), de sienita *hornblendífera*, con escasa sodalita. Otros afloramientos citados por Ahlfeld son el del manto de *fonolita* superpuesto a capas del paleozoico superior en Carpacayma, cerca de San Pedro (aprox. Lat. 18°, long. 66°) y el cuerpo o chimenea de diabasa con *inclusiones de traquita fonolítica aegirínica* (Aldag, 1913) que penetra areniscas devónicas en las cercanías de Ollakasa al SE del Sucre (aprox. Lat. 19° 30', Long. 65°). La fonolita según Ahlfeld puede adscribirse al vulcanismo básico mesozoico, sea correlacionando con las rocas alcalinas triásicas de Brasil o con las efusiones basálticas cretácicas que en Bolivia se hallan al este de la faja de afloramientos del Paleozoico inferior, las cuales son, como en NW argentino, más jóvenes que las Areniscas inferiores, y aún llegan a penetrar el calcáreo dolomítico o a las capas basales de las Margas Multicolores. En cuanto a la chimenea de diabasa, sus inclusiones alcalinas confirmarían esta idea, en un acuerdo con la opinión del autor del hallazgo (Steinman) para quien la roca diabásica forma parte del conjunto de diques y filones capa que cortan las capas del Paleozoico inferior, como facies intrusiva de aquellas coladas basálticas. Ahlfeld cita también un *diques ultrabásico con perowskita* que corta las capas ordovícicas al SW de Tarija.

Finalmente menciona el "granito alcalino" entre Rejara y Mecoya, cerca de la frontera en el sector boliviano de la Cordillera de Santa

Victoria (aprox. Lat. 22° , long. 65°) como perteneciente al mismo tipo de rocas intrusivas del Cerro Sapo, añadiendo además el hallazgo de *rodados sieníticos* en los afluentes de los ríos Bermejo y Tarija.

Dentro del territorio argentino el cuerpo intrusivo del cerro Hornillos (aprox. Lat. $22^{\circ} 20'$, Long. $65^{\circ} 06'$) en la Serranía de Santa Victoria, es el más septentrional de los afloramientos de interés. Beder (1928), cita de allí muestras de sienitas ricas en sodio, con feldespatos alcalinos y plagioclasa. Hausen (1925) se refiere a sienita y diorita y Turner (1960) precisa que en el plutón de medio km^2 la roca predominante es *sienodiorita*, habiendo hallado sin embargo una variedad tonalítica. Beder, sin analizar el problema estima que el plutón es terciario, mientras que según Turner la edad es incierta, si bien el cuerpo intruye las areniscas cámbricas, siendo probable a su juicio que sea más joven que la formación tremadociana.

De mayor interés en el trabajo de Beder (1928) es su mención (aunque sin acompañar estudio petrográfico) de la existencia de diques de rumbo N-S de rocas alcalinas o afines en el sentido de infra-saturación o subalcalinidad, situados dentro de la Hoja 2c en la zona del cerro Hornillos y al sur y al norte del mismo: son *bostonita cuarcifera*, *bostonita*, *traquiandesita*, *pórfiro foyaitico con analcima*, *basanita* y *limburgita*. Turner en cambio, para la Sierra de Santa Victoria y adyacencias (Hoja 2c) solo menciona tipos hipabisales normales (andesita, *traquiandesita*, riodacita, dacita y *basalto*) en diques y filones capa que atraviesan las formaciones cámbricas y ordovícicas, o bien como en el caso del pórfiro traquiandesítico las metamorfitas precámbricas. Según Turner estas rocas de dique integran un mismo ciclo eruptivo paleozoico, y son algo más jóvenes que el plutón de Hornillos, cortado por un dique de andesita. El mismo autor (Turner, 1958) cita para la región de las Sierras de Escaya y Cochino, diques que cortan las capas ordovícicas, pero señala solamente miembros ácidos, salvo los filones capa de diabasa; estima al conjunto paleozoico superior. Brackebusch (1883) había destacado en cambio la distribución amplia de dos diques de *traquita* en pizarras.

Hausen (1930) llama la atención sobre el gran interés de la distribución regional de diques de rocas alcalinas en el noroeste argentino, sobre todo en el sector cordillerano oriental de la Puna. Merece atención su referencia a un dique de pasta traquítica con aegirina y fenocristales de ortoclasa que clasifica como *tinguaita* el cual corta esquistos precámbricos muy al oeste de la faja hasta ahora considerada, al Sud de la localidad de Cobres, en la Puna salteña (aprox. Lat. $23^{\circ} 40'$, Long. $66^{\circ} 20'$).

En la provincia de Tucumán la mención de rocas con afinidades alcalinas se refieren sobre todo a las sierras de La Ramada y Medina. En el norte de Tucumán y sud de Salta, en las cercanías del Límite interprovincial Stappenbeck (1921) mapeó afloramientos de *teferita* en la Sierra de La Ramada (lat. aprox. $26^{\circ} 40'$, long. 69°) y al oeste de Antilla (aprox. Long. $64^{\circ} 45'$, lat. $26^{\circ} 15'$), el principal de los cuales es el Cerro Negro, de *tefrita leucítica*. Estudios de Peirano (1939) con información petrográfica de la señora Cetrángolo no han confirmado la presencia de tefritas en el Cerro Negro o en la Sierra de La Ramada (menciona neelinitas) donde son relativamente abundantes los *basaltos olivínicos*. Por nuestra parte hemos observado dos cortes de la roca del Cerro Negro sin hallar leucita, reconociendo que el carácter alcalino o subalcalino básico está dado solamente por la abundancia de zeolita en la roca basáltica. Peirano cita además la existencia de *lamprófiros* (camptonita, kersantita) en la Sierra de La Ramada, según determinaciones de Cetrángolo (1939).

En la Sierra de Medina también hay manifestaciones básicas, con afinidades alcalinas. Ya Stelzner (1885, pág. 175 y 196) describió un *basalto nefelínico* hallado como rodado en el Río Salí, cerca de Tucumán. Keidel (1913) cita el filón básico muy alterado y triturado, zeolítico, que corta las brechas aguas bajo de las obras interrumpidas. Pero más interesante es el afloramiento próximo al anterior, que aparece en la explanada de la margen derecha del Salí, abierta en ocasión de las obras en las brechas basales del Cajón del Cadilla; es la sección más o menos circular, de pocos metros de diámetro, de un cuerpo o chimenea de roca negra, poco alterada, microgranosa, muy básica y alcalina, que según un corte de la muestra que hemos obtenido resulta provisionalmente afín a un tipo de *monchiquita biotítica-basalto analcítico*. La edad de este vulcanismo básico con afinidades alcalinas se halla acotada solamente por su posterioridad a la formación brechosa del Cajón del Cadilla. Ruiz Huidobro (1960, y com. verbal) afirma la correlación de estas brechas con el conglomerado brechoso del Zorrito, cerca de Cafayate, que integra como miembro la formación de Areniscas Inferiores (Pirgua) de edad cretácica, frecuentemente atravesada por rocas básicas en el ambiente subandino.

La identidad de estas eruptividades básicas registradas en el ambiente subandino de Salta y de Tucumán se apoya en tal correlación de las formaciones sedimentarias y en la comparación de los productos efusivos o intrusivos; ya que al tipo basáltico o biabásico normal olivínico en ambos sectores se añaden extremos muy fémcicos o

alcalinos. Tannhauser (1906) se refiere a *traquitrefrita* (Cuesta de Cámara) y *essexita* (cerca de Alemania) ambos en Salta y a rodados de basaltos nefelínicos en Tranquitas (Tucumán) y Santa Bárbara (Salta). También cita diques en areniscas, ricos en olivina, sin feldespatos (*limburgitas*) en Angosto de San Francisco, Jujuy. Frenquelli (1936) según datos petrográficos de Pastore y Mühlmann, cita junto con los basaltos olivínicos de la región de Alemania, especímenes ricos en zeolitas, *traquibasaltos* y *limburgita*. La gran concentración local de minerales félicos, que puede ocasionar tipos limburgíticos ha sido observada por nosotros en algunas muestras recogidas en la Quebrada de las Conchas.

Consideraciones finales. — De la reseña precedente surge la distinción *a priori* de tres formaciones petrográficas eruptivas en el ámbito de la Cordillera Salto-Jujeña y Sierras Subandinas argentinas y en las Cordilleras Orientales de Boivia, cuyo valor como asociaciones no puede aún establecerse, pero que pueden servir de base para la ubicación tentativa de la tinguaita de Iruya dentro de un conjunto eruptivo de extensión regional. Las mismas, resumiendo, son:

1) Cuerpos intrusivos o stocks tales como el de sienita de Saillapata y sienita nefelínica de Cerro Sapo, en Bolivia; el plutón sienodiorítico de Hornillos en la Cordillera de Santa Victoria, y el cuerpo de donde proceden los rodados sieníticos de la zona del Cerro Mecoya al E de La Quiaca. Los dos primeros alojados en el paleozoico inferior de la Cordillera Oriental. Predomina la idea de que son manifestaciones de una eruptividad paleozoica, probablemente hercínica, pero no puede descartarse una mayor juventud.

2) El conjunto de diques alojados en esquistos precámbricos y sedimentitas eopaleozoicas de la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy, sobre cuya edad caben las mismas consideraciones que en el caso anterior. Se componen de rocas básicas, intermedia o ácidas, algunas de ellas alcalinas o subalcalinas, pero al parecer según las muestras obtenidas en trabajos de índole regional, con predominio de tipos normales saturados. La cita de Hausen (1930) de un dique tinguaitico alojado en el Precámbrico al oeste de las Salinas Grandes extiende la localización de estos diques a la zona marginal de la Puna. La tinguaita de Iruya, que es el extremo alcalino de este conjunto, puede incluirse *prima facie* en el mismo, no olvidando que el conjunto puede ser heterogéneo con diques de más de un ciclo eruptivo importante, sin excluir el magmatismo supuesto neocretácico de Salta, Tucumán y Jujuy.

3) El magmatismo básico, olivínico, de las Sierras Subandinas sobre todo en las provincias de Salta y Tucumán, de edad neocretácica o eoterciaria a juzgar por el neto carácter intrusivo de los pequeños cuerpos, diques, masas brechosas y filones capas en la Formación Pirgua (Areniscas Inferiores) y en las brechas y areniscas del lado tucumano. Son basaltos olivínicos en ambas provincias con variaciones a tipos alcalinos o ultraféemicos y muy frecuente abundancia de zeolita.

Se incluyen aquí las supuestas tefritas de la zona del C^o Negro, Tucumán. La fenolita del Carpacayma, según Ahlfeld, pertenecería al mismo grupo y lo mismo puede suponerse de la diabasa con inclusiones alcalinas de Ollakasa (Bolivia) y de los filones de diabasa o basalto que en el ambiente de la Cordillera oriental cortan al Ordovícico o al Precámbrico.

Quiere decir que en las tres agrupaciones preliminares de rocas eruptivas hay miembros alcalinos, por lo cual reviste dificultades mayores la ubicación cierta de la tinguaita de Iruya, que constituye la manifestación más característica, conjuntamente con la sienita nefelínica del Cerro Sapo, ambas del mismo tipo magmático. Pero resulta evidente que los diques alcalinos citados por Beder, los diques traquiandesíticos y la tinguaita de Cobres forman el conjunto más afín con la roca de Iruya, y no desechando la idea de que los cuerpos como el de Hornillos formen parte del mismo ciclo de rüptividad, se tiene una tendencia hacia tipos alcalinos y sieníticos que tendría que ser confirmada con futuros hallazgos en la extensa faja de la Cordillera de Salta y Jujuy.

En cuanto al magmatismo básico de Salta, Jujuy y Tucumán, sus derivados subalcalinos básicos ya citados configuran la propabilidad de la formación de diferenciados fenolíticos como el de Iruya. Tal asociación se halla ampliamente documentada en la literatura petrológica y se presenta como una posibilidad en este caso.

Los elementos de juicio que el hallazgo en sí de la tinguaita, o su estudio petrográfico ofrecen, poco contribuyen a clarificar la cuestión. En el segundo aspecto quizás resulte de interés *destacar los siguientes caracteres texturales*, que pueden dar una idea de parte de la historia de cristalización de la roca y sugerir algo sobre su origen.

- 1) Areas de pasta, de contornos un tanto indefinidos, de forma poco característica, son muy ricas en microescamas de biotita. En algunas hay abundancia de mesostasis zeolítica y en conexión con ello mayor riqueza en piroxeno sódico y anfíbol.

- 2) Fenocristales de olivina total o parcialmente pseudomorfos según antigorita y vermiculita tienen en sus bordes escamas de biotita que parecen productos de reacción.
- 3) Hay efectos de corrosión en los fenocristales de nefelina, pero sobre todo en los de feldespato alcalino. En algunos casos la corrosión es muy avanzada y ha dejado solamente remanentes lenticulares de feldespato.
- 4) La roca contiene agrados granulares hipidiomorfos de feldespato alcalino, con nefelina y piroxeno.

Estos agregados pueden ser considerados, desde un punto de vista teórico, como formados del siguiente modo: *a)* son glomerulos reunidos por adosamiento de cristales libres en el magma durante el movimiento de éste hacia su extrusión, o durante la etapa de quietud posterior al mismo; *b)* son fragmentos líticos arrancados por el magma, lo que significa la posible asociación del dique de tinguaita con tipos sieníticos nefelínicos de mayor volumen o profundidad; *c)* son fragmentos arrancados de una agregación cristalina profunda que puede interpretarse como cumulado formado durante el proceso de enfriamiento del magma que luego se movió hacia niveles más superficiales.

La primera explicación parece descartada por la textura hipidimorfa del agregado, resultante de la mutua interferencia en el crecimiento de los granos. La segunda y tercera en cierto modo son afines, por cuanto contemplan la asociación comagmática mediata o inmediata de facies texturales granosa y porfírica, y con ello abren la posibilidad de dar a la tinguaita un significado geológico algo mayor que el sugerido por el afloramiento.

Pero cabe añadir que la evidente corrosión de los fenocristales de feldespato alcalino de la tinguaita parece indicar que ha habido un desequilibrio entre las fases sólicas y el magma en cristalización, que si bien puede atribuirse en parte a una eventual concentración de volátiles (presencia abundante de zeolitas y biotita), muy bien puede sugerir la acción de un magma más básico, sobre el agregado feldespático-nefelínico. La asimilación de este tipo puede haber promovido a su vez la inestabilidad de la olivina y su reacción para dar biotita marginalmente.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AHLFELD, F. 1946. *Geología de Bolivia*.—Revista del Museo de La Plata (N. S.), Sec. Geol., III, pp. 5-370.
- y MOSEBACH, R. 1935. *Ueber Alkaligesteine in der bolivianischen Ost Kordillere*.—N. Jhrb. Mine, 69, A. pp. 383-414.
- ALDAG, A. 1913. *Petrographische Untersuchungen bolivianischer Andesit-und Diabas gesteine samt ihren Einschlüssen*.—Diss., Bonn.
- BEDER, R. 1923. *Los yacimientos de mineral de plomo en el Departamento de Yavi; de la Provincia de Jujuy*.—Direc. Gen. de Minas, Geol. e Hidr., publ. n^o 38.
- BRACKEBUSCH, L. 1883. *Estudios Sobre la Formación Petrolífera de Jujuy*.— Bol. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba, V, pp. 137-184.
- CETRÁNGOLO, Z. DE. 1930. *Rocas magmáticas de la Sierra de La Ramada*.—Univ. Nac. Tucumán. Cuadernos Miner. y Geol. n^o 6.
- FRENGUELLI, J. (1935). *Investigaciones geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María*.—Univ. Nac. La Plata. Obras Cincuentenario Museo La Plata, 2, pp. 215-572.
- HAUSEN, J. 1925. *Sobre un perfil geológico del borde oriental de la Puna de Atacama*.—Bol. Acad. Nac. Ciencias Rep. Arg. Córdoba. XXVIII, pp. 3-95.
- H. (1930). *Geologische Beobachtungen in den Hochgebirgen der Provinzen Salta und Jujuy, Nordwestargentinien*.—Meddel. Abo Akademis Geologisk-Mineralogiska Inst., 11 (Avtryck ur Acta Geog., 3, 1), Helsinki.
- PEIRANO, A. 1939. *Ensayo sobre orogenia y tectónica general de las Sierras del de la provincia de Tucumán y del extremo suðcentral de Salta*.—U. N. Tucumán. Cuadernos Miner. y Geol. n^o 6 y 7.
- RUIZ HUIDOBRO, O. 1930. *El Horizonte Calcáreo-Dolomítico en la provincia de Tucumán*.—Acta Geológica Lilloana, III, pp. 147-171.
- STAPPENBECK, R. (1921). *Estudios Geológicos e hidrogeológicos en la zona subandina de las provincias de Salta y Tucumán*.—Anales Min. Agr. de la Nación. Sec. Geol., Mineral, y Minería, XIV, n^o 5.
- STELZNER, A. 1885. *Beiträge zur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republik*.— I Geol. Theil. Berlin.
- TANNAHUASER, F. 1906. *Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der argentinischen Republik*. Neues Jahrb. für Minerl, geol. und Pal. — Beilage. Band XXII, pp. 555-638.
- TRÖGGER, W. E. 1959. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Stuttgart.
- TURNER, J. C. 1958. *Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy)*. Rev. de la Asoc. Geol. Arg. XIII, n^{os}. 1 y 2, pp. 15-40.
- 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias*. Bol. Acad. Nac. de Ciencias. Córdoba, XLI, pp. 163-96.

Manuscrito recibido mayo 1960

CENOGLOMERADO DEL QUEMADO

(PROVINCIA DE MENDOZA)

POR JORGE POLANSKI

Departamento de Geología
Universidad de Buenos Aires

ABSTRACT

The so called "Morena del Quemado", defined by Dessanti (1946) as a glacial deposit, is redefined in this paper as a till-like conglomerate which is actually a *cenuglomerate* (Harrington) resulting from a volcanic mud flow. This flow, with a shoestring shape, flowed during upper Pliocene, was then folded and dissected by neotectonic movements. It came out from the volcanic area of the Cordillera de las Llaretas (3.700 to 4.500 m) and reached the Hayquerías running along an old river bed of the río Tunuyán for about 160 Km. The andesitic basaltic composition of the matrix and clasts is fairly constant.

The present redefinition totally eliminates the foundation of known and unreal speculations about a wide glaciation of the semidesertic piedmont plain of Mendoza.

RESUMEN

La Morena del Quemado de Dessanti (1946) se redefine en este trabajo como un Cenoglomerado del Quemado, que es un sedimento conglomerádico, sin estratificación ni selección granulométrica, parecido texturalmente al till, y es un sedimento resultante de la deposición de una corriente de barro volcánico de edad pliocena final, originado en condiciones de clima árido. Los afloramientos visibles aparecen en forma de rosario, relacionado con el cauce antiguo del río Tunuyán, que se prolongaba desde su desembocadura actual, al pie de la montaña, a través de la zona hundida del Graben de Tunuyán, hasta el corazón de las Huayquerías, donde se exponen los perfiles típicos. La base del cenoglomerado constituye el Tunuyanense y en su techo reposan concordatamente camadas pardo-rojizas de la Formación Represa. En secciones que no son típicas pueden yacer sobre el techo formaciones de menor edad, siempre en una discordancia erosiva fácil de individualizar. La parte visible de la trayectoria de la corriente encauzada se calcula en 75 Km, y la longitud total posible en unos 100 Km, por término medio. Se supone, en base a la correlación litológica, que la corriente nació en

un extenso campo volcánico andesítico-basáltico de edad terciaria situado en la Cordillera de las Lletas (3.700 a 4.500 m). Los clastos del conglomerado son preferentemente angulosos y de rocas volcánicas, y la matrix arenoso-limosa de composición andesítico-basáltica.

Considerando estos hechos se deduce que la presencia del cenoglomerado en las Huayquerías de San Carlos no puede evidenciar la existencia de englazamiento alguno, ni de edad pliocena ni pleistocena.

INTRODUCCION

El problema considerado se relaciona con el auténtico origen y edad del depósito parecido al till glaciario que Dessanti halló y describió como "Morena del Quemado", en el año 1946, y que se encuentra en las Huayquerías de San Carlos en la provincia de Mendoza.

Breve reseña del problema. Ya en los comienzos de la investigación de la zona pedemontana de Mendoza se observa una discrepancia referente al origen de los depósitos parecidos al till y al origen de ciertos grandes bloques diseminados en la amplia área extraandina.

Mientras la mayoría de los investigadores, como por ejemplo Tapia (1935), Groeber (1939, 1954), Dessanti (1946), Padula (1949), Corte (1957) y Guiñazú (1943), intentan probar el origen glacial de tales depósitos, los demás, por ejemplo Stappenbeck (1917), Feruglio (1935) y Polanski (1953, 1958), interpretan estos fenómenos como productos de crecientes y de transporte ácuo, oponiéndose al concepto de un extenso englazamiento de la zona pedemontana semidesértica.

El trabajo más completo y detallado del problema lo debemos a Dessanti (1946), cuyas descripciones de formaciones no han perdido hasta la fecha su valor. Sin embargo, las conclusiones del citado autor respecto al origen y la edad del depósito parecido al till en el Quemado, provocaron réplicas.

El autor de esta contribución se opuso, ya en el año 1953, a reconocer la "Morena del Quemado" como un ente glaciario por razones climáticas y geomorfológicas, a pesar de que en ese momento no disponía de observaciones propias del lugar citado por Dessanti. Reconozco con toda franqueza que el término "río de bloques" que propuse (1953) no es correcto para el término inglés "Channel Conglomerate".

Un momento decisivo para la investigación del problema aquí planteado fue la visita del eminente investigador del Pleistoceno, Prof. R. F. Flint, de la Universidad de Yale. Durante una rápida excursión al

Quemado, en la que participaron también los geólogos de Y.P.F. y de la Dirección Nacional de Geología, Flint no estuvo dispuesto a ratificar el origen glaciario de la "Morena del Quemado", lanzando en cambio la idea de una corriente de barro o, quizá, de tierra.

Esta indicación de Flint abrió nuevas perspectivas para la solución del problema en pugna, y el que escribe se obligó a realizar un estudio detallado, ya prometido con anterioridad.

Las exploraciones han sido realizadas en dos breves campañas por cuenta de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de Buenos Aires, a la cual debo, en primer lugar, agradecimiento.

El análisis granulométrico y petrográfico de la matrix de la llamada "Morena del Quemado" fue realizado en el Laboratorio Sedimentológico de la Facultad por alumnos adelantados bajo la dirección del Prof. Dr. Félix González Bonorino y Dr. Juan C. Riggi, a los que deseo expresar mi sincera gratitud.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS GENERALES. — Según Dessanti (1946), se concretan de esta forma: La base visible de su "Morena del Quemado" constituye la Formación Tunuyán, cuya edad pliocena es, para Dessanti, dudosa. Sobre el Tunuyanense se asientan las tres formaciones siguientes: "Morena del Quemado", luego Represa (120 m) y finalmente, en la corona, Bajada Grande (> 50 m).

Dessanti paraleliza este grupo superior de formaciones con la formación Mogotes, o sea, el Ripio Dislocado de Stappenbeck. Todo este complejo, junto con la "Morena del Quemado", ha sido plegado. La documentación paleontológica es pobre, lo que dificulta su exacta ubicación cronológica. Hasta el estudio de Dessanti se colocaba a todas estas formaciones en el Plioceno superior. Basándose en el supuesto origen glaciario de la "Morena del Quemado", y también sobre el objetable origen glacifluvial de la formación Represa, Dessanti desglosó el grupo superior del Plioceno, ubicándolo, junto con su morena, en el Pleistoceno, rebajando con ello el límite inferior del Pleistoceno desde el techo de Bajada Grande a la base de la "Morena del Quemado". En consecuencia esta modificación coloca el movimiento responsable del plegamiento muy dentro del Pleistoceno y no en los fines del Plioceno como lo postulaban trabajos anteriores de Groeber.

Las interpretaciones litológicas y cronológicas aducidas por Dessanti, deben ser ahora sometidas a reconsideración.

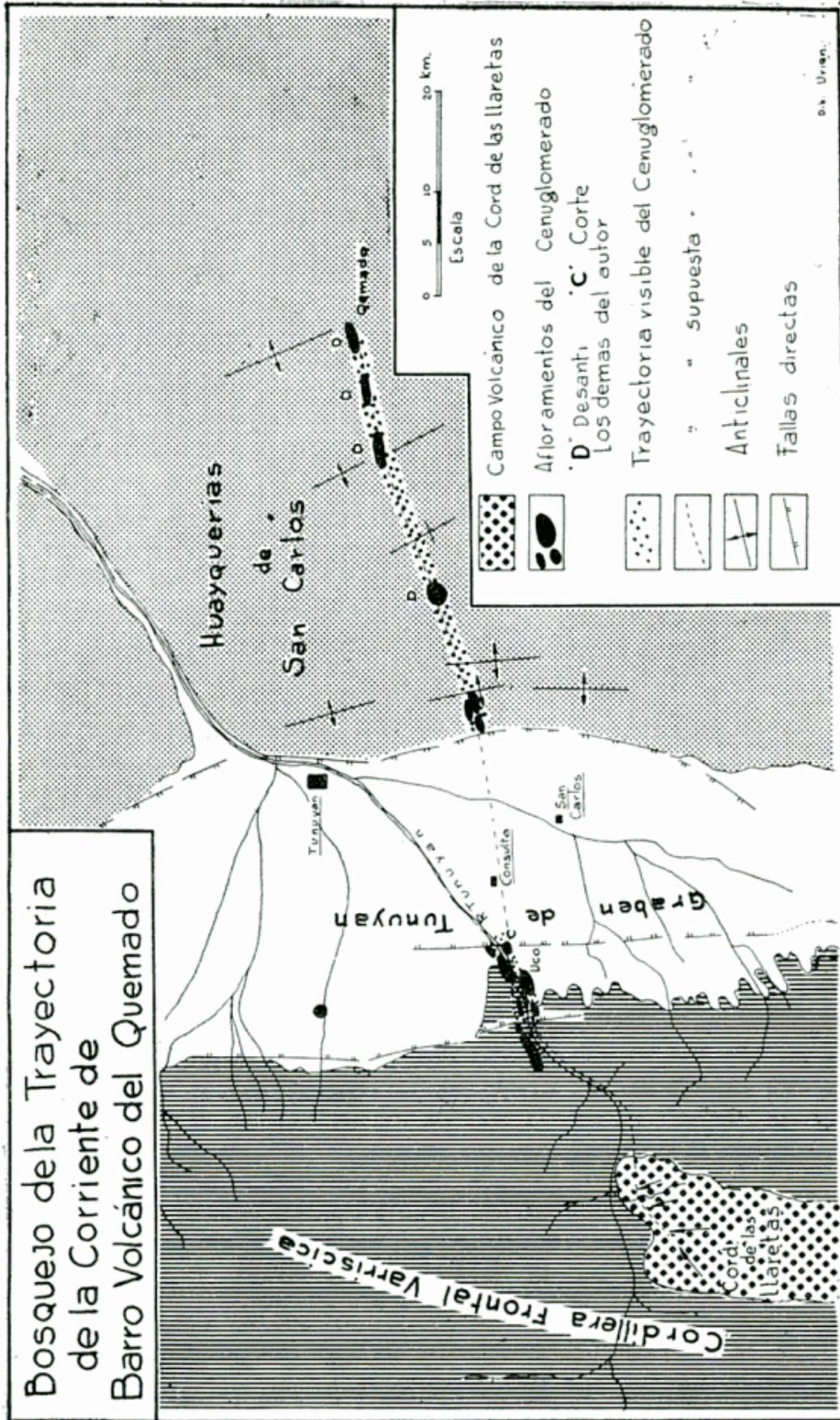
NOMENCLATURA. — Reconociendo la prioridad del término propuesto por Dessanti, debemos conservar el término geográfico de la formación, cambiando sólo el poco adecuado término genético. Propongo entonces reemplazar la denominación “Morena del Quemado” por el término stratigráfico “Cenoglomerado del Quemado”. Este nuevo término binominal cumple con las exigencias de la nomenclatura stratigráfica. El nomen “cenoglomerado” ha sido propuesto por Harrington (1946) para el sedimento resultante de una corriente de barro. Con él logró Harrington por primera vez un ordenamiento terminológico y la claridad de criterios que facilitan la diferenciación del till del fanglomerado y del cenoglomerado.

El término “tilloid” propuesto por Pettijohn (1949) parece ser menos adecuado, pues es demasiado amplio y más bien colectivo para varias estructuras conglomerádicas no glaciarias y parecidas al till. Además, en nuestro caso, no se puede omitir el término litológico, ya que la formación está representada por una roca única y de fácil identificación, tanto en el campo como en el laboratorio.

Admito que podría discutirse la categoría que deberíamos atribuir a la unidad litológica aquí considerada; la categoría de formación, o quizá de miembro, o de lengua. Sin embargo tales escrúpulos no afectan la terminología binominal propuesta.

AFLORAMIENTOS (véase el bosquejo). — Dessanti (1946) encontró, en la parte central de las Huayquerías de San Carlos, cuatro afloramientos de su morena, casi alineados por una distancia de casi 30 km. Este alineamiento perpendicular a la Cordillera, junto con la falta de topografía glacial me han permitido extraer la conclusión de que este depósito es ajeno al englazamiento pedemontano, relacionándose más bien con un antiguo cauce de un gran río andino. Con posterioridad Corte (1957) encontró un depósito similar en el valle de Uco y el autor de esta contribución ha descubierto nueve afloramientos más, de los cuales dos (B. B.) se encuentran en las barrancas de la salida del arroyo seco que baja del punto de Y.P.F. denominada Barda Blanca hacia el graben situado al NE de San Carlos, y los otros siete en la salida y la boca misma del río Tunuyán a la llanura pedemontana. Así que en total se conocen ahora 14 puntos, alineados en dirección WE en forma de rosario, que por su clara disposición geográfica indican la trayectoria de la formación aquí estudiada y su verosímil conexión con el antiguo cauce del río Tunuyán.

La trayectoria comprendida entre el afloramiento visible más occi-



dental y la punta oriental en el Quemado, se calcula del orden de los 75 km, dividiéndose en los tres siguientes sectores:

1. Sector subcordillerano o proximal, con 8 afloramientos que se encuentran entre el Cerro Toro y Uco; mide de 8 a 9 km.
2. Sector intermedio, sin afloramientos visibles, comprendido entre Uco y Barda Blanca; mide unos 26 km y se relaciona con el hundimiento de menor edad del graben de Tunuyán.
3. Sector de las Huayquerías o distal, con 6 afloramientos prolongados entre B. B. y El Quemado por una distancia de 42 km.

Este seccionamiento natural de la trayectoria es secundario y ha sido producido por la neotectónica.

LITOLÓGICA. — Los afloramientos revelan una chocante semejanza litológica, lo que facilita una somera descripción de las características generales.

a) *Estructura:* la formación se presenta bajo la apariencia de un banco de conglomerado, a veces una brecha, cuyos clastos, preferentemente angulosos, están envueltos en una matrix constituida por gravilla, arena y escaso limo, sin ninguna selección granulométrica y con ausencia total de estratificación. Los clastos ocupan más del 60-70 % del espacio, pero la relación de clastos a matrix cambia lateral y distalmente a lo largo de la trayectoria. La matrix aumenta por lo general hacia el naciente, escaseando en los afloramientos proximales. El ordenamiento espacial de los clastos parece, a simple vista, al azar o caótico, pero en realidad se observan señales de una fábrica fluidal. No se ha estudiado la fábrica en detalle, pero algunas medidas de azimutes de clastos alargados revelaron que el 15 al 20 % muestran una orientación preferencial de los ejes mayores que coincide con la dirección de la trayectoria. La cementación de la matrix es escasa, pero la coherencia del banco resulta elevada debido a la angulosidad de los clastos y a la gran compactación. El conglomerado forma paredones verticales que no se derrumban. Vale la pena destacar la presencia de poros y oquedades amorfas, globulares en la matrix de los afloramientos accidentales, debidos, según creo, a las inclusiones coetáneas en el barro de agua o quizá de burbujas de aire. Sólo algunos podrían relacionarse con procesos de oxidación de materia orgánica oclusa. Hacia el naciente la cantidad y el tamaño de los huecos disminuyen; debido a la compresión causada por el plegamiento que redujo

la porosidad. Según Harrington (1946) y Crandel-Waldron (1956), la porosidad es distintiva de las corrientes de barro.

CLASTOS. — Los clastos mayores de 5 cm son relativamente muy abundantes. En cuanto al tamaño de los clastos, existen grandes diferencias entre los diversos afloramientos. Generalmente predominan los clastos de 0,5 a 5 cm., no faltando bloques grandes y muy grandes. Estos últimos pueden alcanzar a medir 5 m de diámetro mayor. Un bloque tabular de una brecha piroclástica andesítica de poca coherencia, cerca del C^o. Toro mide $5,2 \times 4,0 \times 3,0$ m, o sea, $62,5$ m³. Llama la atención la escasez de verdaderos rodados fluviales en el cenoglomerado. La cantidad de cantos rodados de origen fluvial aumenta desde el W hacia el E, lo que se explica como un enriquecimiento progresivo por incorporación de rodados fluviales durante el movimiento de avance del lodo por un canal de drenaje preexistente.

No se encontraron clastos por estriación glaciaria evidente. Sólo existen clastos con algunos raspones o solitarias estriás discontinuas y curvas sobre superficies no facetadas y rugosas. En ningún lugar pude encontrar los clastos facetados en forma típica anunciados por Dessanti y Corte (1957). Faltan por completo las formas más peculiares y significativas de un clasto glacial, los pentágonos. No se ha presentado ni un clasto con caras facetadas pulidas y estriadas. La ausencia total de estos clastos estriados, facetados y pulidos es muy sintomática para la formación aquí discutida.

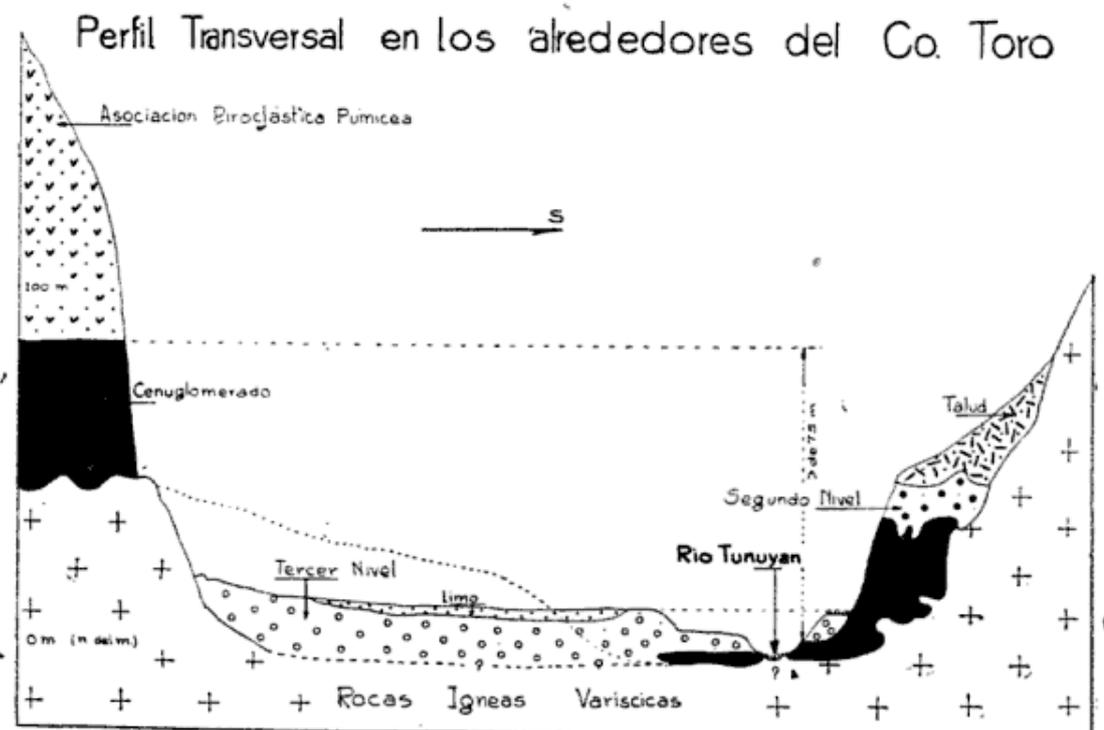
Un examen atento de los clastos, de sus aristas angulosas, de sus caras rugosas y ásperas, revela una notable angulosidad congénita. Evidentemente los autores antes mencionados han confundido la facetación glaciaria con la angulosidad predesarrollada de los clastos que, según Harrington (1946), es también típica en la corriente de barro de Jujuy.

No se puede dejar de mencionar la repetida presencia de bloques y clastos rotos durante el transporte mismo. Las fracturas son frescas, frecuentemente con aristas cortantes, diétricas, que, según Flint y Harrington, son frecuentes en las turbulentas y vehementes corrientes de barro.

El argumento de los adherentes a la hipótesis de la glaciación en la zona pedemontana, de que la presencia de grandes bloques de rocas deleznales no puede ser explicada más que por el transporte glacial, es muy equivocado. Por el contrario, las rocas deleznales se desintegran pronto si están expuestas a las presiones, ya que no viajan en la superficie del hielo, sino por la base del cuerpo glacial. En nuestro

cenoglomerado se encuentran grandes inclusiones de una toba muy deleznable hasta en la punta distal de la corriente.

Cualquier till o drift de un englazamiento grande está constituido siempre por clastos de rocas heterogéneas. Con mayor razón aún, un till depositado 70 km fuera de la Cordillera englazada debería revelar una composición de clastos muy heterogénea. Sin embargo, en este caso ocurre lo contrario; una abrumadora mayoría de los clastos corresponde a andesitas hornblendíferas y piroxénicas, con menor proporción



de clastos de basaltos y de basandesitas. En algunos afloramientos del cenoglomerado, preferentemente en los proximales, la composición es eminentemente andesítica, homogénea. Los clastos de rocas andesítico-basálticas son, por regla general, angulosos y no revelan ningún desgaste mecánico, típico de los transportes fluvial y glacial. Guardan sus formas congénitas, previas al transporte; formas controladas por procesos volcánicos efusivos y también por una desintegración mecánica "in situ". Una pequeña parte de los clastos de rocas andesíticas presentan la superficie muy alterada. Esta característica es incompatible con lo que sabemos de la abrasión glacial (Krumbein, Sloss, Flint).

MATRIX. — Se hicieron análisis mecánicos y mineralógicos de la matrix del cenoglomerado, obtenida en seis puntos cardinales de la trayectoria. Los resultados figuran en la tabla de valores numéricos:

Lugar	Grava hasta bloques	Arena	Limo	Arcilla
C° Toro	29,20	49,0	21,0	0,8
Aforos.....	24,96	56,0	19,0	0,04
Uco.....	10,30	53,0	34,0	2,7
B. B.....	9,90	61,0	29,0	0,15
Quemado	14,60	54,9	26,3	4,21
Punta del Quemado.....	10,2	57,3	29,4	3,1

De las cifras citadas se puede deducir la siguiente regla general: con el avance de la corriente de barro disminuye, hacia el naciente, la cantidad de clastos, al mismo tiempo que aumenta el porcentaje de matrix, quizá por deposición al paso del material más grueso.

En el mismo sentido, es decir, con el flujo, aumenta la fracción arena más limo, mientras que la arcilla es siempre escasa y de poca importancia. Este hecho es significativo y revela una notable diferencia con respecto al till que se destaca, preferentemente, por el elevado tenor en arcilla. Nuestro conglomerado tiene escasísima arcilla, por la cual ésta no pudo haber desempeñado el papel de lubricante, que desempeñó tan sólo el agua.

En la fracción arena la esfericidad de los clastos es muy escasa y los clastos son angulosos, muy poco redondeados.

La composición mineralógica es también interesante:

Fracción Arena y Limo: Livianos; predominan las plagioclasas (oligoandesinas) y pastas mesosilíceas (algunas vitrofíricas); escasos clastos de cuarzo y feldespato potásico; muy escaso vidrio volcánico ácido.

Pesados: predominan el hipersteno y la lamprobolita; abundan la hornblenda, magnemanetita y augita.

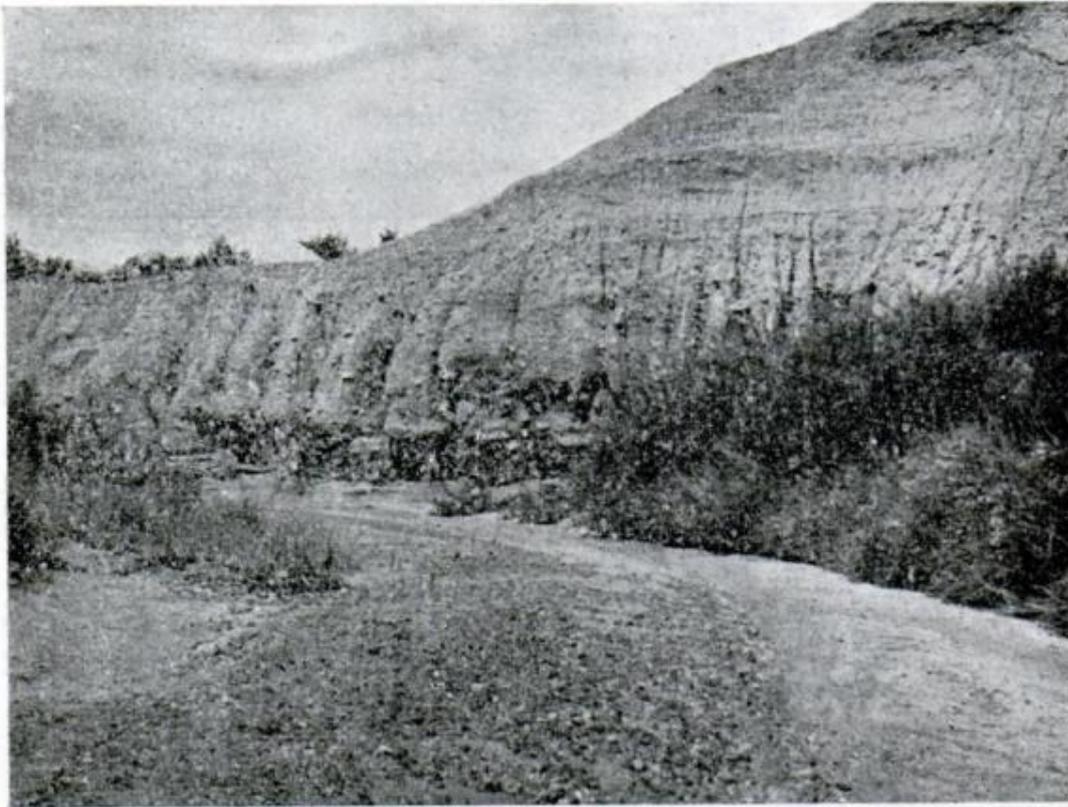
Fracción Arcilla: Formada por restos vítreos de rocas extrusivas y cantidades despreciables de montmorillonita.

La fracción arena y limo está constituida por plagioclasa y trozos de pastas mesosilíceas y máficas, todo muy poco alterado. En resumen, la composición de la matrix indica una composición de complejo volcánico andesítico-basáltico, lo que armoniza en forma cabal con la petrografía de los clastos.

La notoria escasez de cuarzo y feldespato potásico en la matrix, atestigüa también en forma concluyente la naturaleza no glaciaria del conglomerado. La Cordillera Frontal está constituida por rocas cuarzosas

y graníticas ricas en feldespato potásico y que debieran forzosamente presentarse en un till originado en estas montañas.

PISO Y TECHO (véase el perfil y la foto). — No requiere explicación alguna el hecho de que una unidad estratigráfica de gran extensión lineal tenga distintas unidades como piso y como techo, o sea, distintas relaciones estratigráficas.



La punta del cenoglomerado en el Quemado. En el piso y en el techo del cenoglomerado yacen limos arañacanianos

En el sector proximal el piso del cenoglomerado aflora sólo en dos lugares, en los cuales se lo observa sobre rocas ígneas variscicas (véase perfil). Sobre su techo reposan, en un afloramiento, las rocas de la Asociación Piroclástica Pumícea, de edad meso-neopleistocena, y en otros afloramientos los fanglomerados gruesos de indudable edad pleistocena, preferentemente homologables con el Primer y Segundo Nivel de pie de monte. En la parte más occidental de la trayectoria del cenoglomerado asoma, es cierto, un fanglomerado homologable con el Primer Nivel, pero las relaciones espaciales recíprocas son de yuxtaposición, no perfectamente clara por falta de contactos visibles, así que

no se logra en este punto ninguna conclusión sobre la relación mutua de ambos.

En los perfiles citados llama la atención la presencia de prominencias y de sobresalencias digitales de la roca del piso, que se introducen intactas, en forma de púas, en el cenoglomerado mismo, lo que excluye por completo el origen glacial de esta formación. Los afloramientos proximales no pertenecen a los perfiles típicos, pero abundan en detalles imprescindibles para el mejor entendimiento de la formación.

Los afloramientos distales, comprendidos entre Barda Blanca y el Quemado, revelan una relación estratigráfica clara y constante, de modo que la mayoría de los afloramientos expuestos pueden ser considerados como el perfil tipo.

El piso del conglomerado está dado por la Formación Tunuyán, constituida por bancos de limos, limos arenosos y areniscas pardo rojizas, ricas en yeso y sal. El contacto es perfectamente concordante, salvo pequeñas diastemas de carácter erosivo. El piso es liso, no se observa en él ninguna clase de deformación en el orden sedimentario inicial; no existe, en absoluto, ningún vestigio de exaración, de abrasión o de amasamiento glaciario en las rocas deleznable del Tunuyanense. En pocas palabras, el piso no ha sido afectado por el hielo de un glaciar en avance. Un depósito glaciario está siempre contaminado con rocas del piso. En nuestro caso no existe ningún vestigio de la presencia de rocas del Tunuyanense en el cenoglomerado.

En el techo del cenoglomerado puede yacer cualquier formación de menor edad, pero para nuestros fines interesa sólo la más antigua. Encima del cenoglomerado reposa, en concordancia, la Formación Represa (120 m), constituida por limos, areniscas y gravas pardo rojizas, con intercalaciones de capitas de arcillas rojizas. Son frecuentes el yeso y la sal. La superficie del cenoglomerado no revela vestigios de erosión en el contacto del techo, que es un plano perfectamente liso y originariamente sub-horizontal). Esta superficie, que se destaca por la falta absoluta de relieve glaciario, no puede ser correlacionada ni con una llanura de till ni tampoco con cualquier clase de morena, en el sentido geomorfológico. La plana superficie del cenoglomerado es debida a la rápida deposición y asentamiento de un barro rico en agua en un ambiente seco y también al desecamiento previo a la deposición de los primeros aportes fluviales que pertenecen a la formación Represa. Todo parece indicar que las reducidas potencias del cenoglomerado en la zona distal, son originarias.

Nacimientos y terminación de la corriente. — El afloramiento más occidental del cenoglomerado ha sido localizado en la boca del río Tunuyán, a una altura de 1.240 m. Yendo más hacia el oeste, por la estrecha y profunda garganta del río, no hemos encontrado hasta la fecha ningún resto de esta formación. Por lo tanto, la localización de las cabeceras y nacimiento de la corriente sólo puede lograrse mediante correlaciones litológicas.

A juzgar por la composición, preferentemente andesítico-basáltica y eminentemente volcánica del cenoglomerado, podemos ubicar su nacimiento en un extenso campo volcánico de la Cordillera de las Llaretas (véase bosquejo), que se encuentra en las márgenes australes del curso transversal a la Cordillera del río Tunuyán, a una altura de 3.700 a 4.500 m, coronando una antigua planicie de destrucción elaborada en la estructura variscica.

Las vulcanitas de la Cordillera de las Llaretas se dividen en dos entidades (Polanski 1957). En la base encontramos la Asociación (Serie) Volcánica Eocena (Mollelitense de Groeber) con sus aglomerados, brechas, tobas y algunas lavas de andesitas augíticas y hornblendíferas y, por último, basandesitas hipersténicas y augíticas. Rematan esta asociación las tobas andesíticas, muy potentes. La segunda entidad está constituida por los aglomerados del Cerro Paloma, integrados por tobas de andesitas y andesitas básicas estratificadas y cruzadas por diques de andesita hornblendífera de edad pliocena. Basalto olivínico, que forma un pequeño stock con apófisis de la misma edad.

La sorprendente similitud de la composición petrográfica del cenoglomerado con las rocas volcánicas de las Llaretas no puede ser casual, sino más bien debiera explicarse en base a un parentesco genético. De manera que, dejando expresa constancia del carácter algo precario de esta solución basada sólo en la similitud petrográfica, suponemos que la corriente del cenoglomerado nació en el campo volcánico de la Cordillera de las Llaretas, en las proximidades de la garganta del río Tunuyán, y no en otro lugar, ya que el resto de la Cordillera Frontal adyacente carece de tales vulcanitas.

El punto exacto del nacimiento de la corriente tampoco puede ser ubicado con precisión, debido al permanente desgaste subsiguiente causado por los agentes subaéreos de edad pleistocena. Se vislumbra únicamente la posibilidad de colocar las cabeceras de la corriente en los nacimientos del Cañadón, un tributario del Tunuyán. En esa

zona existe, en el campo volcánico, de la Cordillera de las Llaretas,, una profunda ensenada que no tiene otra explicación plausible.

Si se verificara esta suposición la longitud total aproximada de la corriente de barro del Quemado, alcanzaría unos 100 km.

Debido a su poca altura la Cordillera de las Llaretas estuvo siempre por debajo del límite de nevé; carece por lo tanto de relieve glaciario alguno y no ha sido englazada. No puede considerarse al hielo, entonces, como posible agente del transporte del detrito volcánico que constituye el cenoglomerado.

Cualquiera sean las posibilidades y los posibles argumentos elaborados en contra del razonamiento antes expuesto, lo cierto es que:

1. El cenoglomerado del Quemado es el producto de una corriente de barro volcánico.
2. La corriente ha salido, con muchas probabilidades, del campo volcánico de la Cordillera de las Llaretas.

El banco del cenoglomerado muere cerca del pozo de Y . P. F. "El Quemado", donde su potencia es ínfima, pero sin duda, originaria (véase foto). Este afloramiento se encuentra en un cañadón de poca profundidad, mientras que los valles adyacentes, mucho más profundos, no revelan la presencia del cenoglomerado. Se deduce, pues, que en el extremo de la corriente no existió nunca un lóbulo; la suposición de que existe, pero que no ha sido expuesto, tropieza con dificultades. En primer término, la existencia de un lóbulo no expuesto es una pura suposición y, en segundo término, el acuñaamiento progresivo del conglomerado y la reducción completa ya evidenciada de su potencia original parece indicar que la corriente murió encauzada, por agotamiento del aporte. Comparto la idea, expuesta por Dessanti, de que algunos de los grandes bloques sueltos diseminados en las Huayquerías pueden haber sido extraídos por la erosión del cenoglomerado y dejados en superficie, pero debería forzarme mucho para admitir lo mismo para los bloques relacionados con niveles pedemontanos. Por ello el área de dispersión de los grandes bloques no puede indicar la superficie del lóbulo. Pisando la senda de la realidad y del razonamiento, preferimos creer que la corriente de barro murió encauzada por razones geomorfológicas y que no se ha disipado en forma de lóbulo sobre una playa.

AMBIENTE. — Las cabeceras de la corriente de barro situadas en la Cordillera de las Llaretas, a alturas mayores de 3.700 m, yacen ahora en un ambiente frío y seco. La meteorización mecánica predomina sobre la química y, por lo tanto, en los escombros superficiales sueltos escasea la fracción arcilla. Las precipitaciones son escasas (aproximadamente 400 mm anuales) y caen preferentemente en forma sólida. Únicamente durante el corto verano llovizna de vez en cuando. La notoria falta de lluvias y de agua corriente retarda la evacuación de los escombros de la meteorización que se acopian "in situ" ahogando el paisaje de la Cordillera de las Llaretas. Falta el suelo; falta por completo la cubierta vegetal.

Según Thornbury (1960) y Blackwelder (1928), tales condiciones físico-geográficas favorecen la iniciación del proceso que finaliza en la formación de corrientes de barro.

Es cierto que las condiciones climáticas reinantes durante la época de la formación de la corriente de barro eran, probablemente a causa de la menor altura de la Cordillera en aquellos tiempos, algo diferentes de las actuales. Sin embargo, la diferencia debe ser insignificante en vista de la escasez de arcilla en el cenoglomerado, lo que indica también la insuficiencia de la meteorización química coetánea y con ello la similitud o igualdad de las condiciones ambientales. En el sector montañoso de la garganta del caudaloso río Tunuyán encontramos un ambiente distinto. La abundancia de agua facilitó la conversión de los escombros caídos en el agua en un barro suficientemente fluidal como para iniciar su avance. Las fuertes pendientes dentro de la montaña y en el canal de descarga, junto con los muy probables empujes de aguas traseras, propiciaron el incremento de la velocidad inicial necesaria para que el flujo tuviera un largo recorrido.

En el último sector de la trayectoria, que se encuentra en las Huayquerías, el ambiente era muy diferente y ha sido caracterizado por el que escribe en otra ocasión (Polanski, 1954, 1958). Resumiendo las características ambientales deducidas del análisis de los sedimentos araucanianos podemos definir el ambiente como semidesértico, caluroso y muy seco. Estas características se deducen de las siguientes peculiaridades: sedimentos de deposición holsonal, colores pardorrojizos por oxidación férrica, abundancia de yeso y sal en capas arcilloso-limosas, intercalaciones de lentes de arena cólica, falta o escasez de cubierta vegetal, suma pobreza en restos paleontológicos (mamíferos) y, finalmente, aguas saladas en lagunas intermitentes, con preponderancia de diatomeas de agua salobre (Frenguelli).

El antiguo cauce, que alberga los restos de cenoglomerado, tenía características similares al actual cauce playo de cualquier arroyo seco de las Huayquerías. El encajonamiento del cenoglomerado indica un cierto relieve preexistente y, en consecuencia, un gradiente lo suficientemente alto como para posibilitar la erosión lineal. Es cierto que la sequedad y calor del ambiente no eran factores favorables para el avance del barro; sin embargo, estos factores desfavorables podrían ser superados fácilmente por otros de mayor eficacia, como por ejemplo la probable corta duración de la corriente, la recta trayectoria del cauce, el gradiente y la relativa impermeabilidad de las rocas terciarias subyacentes, que frenaron la pérdida del agua de la corriente de barro tanto por evaporación como por infiltración.

Lo aducido permite caracterizar las condiciones climáticas, geomorfológicas y ambientales como favorables, en todos los sectores, para la iniciación y marcha adelante de una corriente de barro volcánico.

DIMENSIONES Y FORMA. — Los mayores espesores actuales del banco se observan en los sectores proximales de la trayectoria. La máxima potencia se encuentra en el afloramiento del Cerro Toro, evaluada en unos 30 m, y en afloramiento de Uco, con sólo 18 a 20 m. Pero el espesor máximo calculable actualmente en el perfil transversal del Cerro Toro debiera superar los 70 m. En el Quemado, en el extremo distal de la trayectoria, el espesor se reduce a 3 m. De estas cifras se deduce que ya no es posible evaluar el espesor primitivo en la parte proximal, pero que podría haber superado los 100 m, disminuyendo este espesor progresivamente hacia el nacimiento.

El ancho de la formación no es grande, pero siempre sobrepasa los 150 m. La mayor extensión aflorante en sentido lateral se encuentra en la parte inicial de la trayectoria, en la boca del río Tunuyán, y se la estima en 300 m. La notoria ausencia de ensanchamientos laterales en el cenoglomerado y de lóbulo final indican, en forma concluyente, que la corriente de barro estaba confinada al cauce de un río suficientemente encajonado, lo que no permitió ningún desbordamiento lateral ni la formación del lóbulo terminal. La falta de datos seguros ya no permite la determinación del volumen primitivo total de la corriente de barro del Quemado. Lo único que se puede intentar es la evaluación aproximada del volumen en la trayectoria visible de 75 km de longitud. Tomando arbitrariamente como base para el cálculo una anchura promedio de la corriente de unos 200 m, y un espesor medio de 20 m, podríamos tasar "grosso modo" el volumen mínimo

del sector expuesto en $1/3 \text{ km}^3$. El volumen máximo posible, sumando la parte proximal que falta, no debió exceder el doble de ese valor. En resumen, la corriente de barro del Quemado, a pesar de su gran longitud, se destaca por su moderado volumen en comparación con el de la corriente de barro del Monte Rainier, en Estados Unidos, que según Crandel (1949) mide $1,4 \text{ km}^3$, y con el de la corriente de barro de "El Volcán", calculado por Harrington (1946) en 3 km^3 ; ambos casos tienen amplios lóbulos terminales. Parece indudable que el reducido volumen de la corriente del Quemado se relaciona con la falta de lóbulo y con la forma, muy alargada, predeterminada por un canal recto. Esta figura filiforme se corresponde perfectamente con la de cinta de zapato (shoestring en la clasificación de Krumbein y Sloss) y está también predeterminada por el relieve, es decir, por un valle encauzado y de largo trayecto. Todo lo discutido anteriormente justifica una vez más la suposición de que el trayecto del cenoglomerado jalona el cauce más antiguo conocido del río Tunuyán en la zona pedemontana.

ORIGEN Y MECÁNICA. — Lo antes expuesto descarta por completo la posibilidad de definir al banco de cenoglomerado del Quemado como un depósito glaciario. La errónea denominación mediante el término *morena* ha sido causada por una investigación incompleta y, parcialmente, porque en esa época se conocía poco el problema de las corrientes de barro. Es evidente que hoy en día un investigador de la geología del Pleistoceno no puede ya prescindir del análisis geomorfológico, sedimentológico, petrográfico y estratigráfico y que no puede conformarse con criterios vagos e inconsistentes, tales como bloques grandes, estructura caótica, caras cóncavas de los clastos, etc.

Creo que la exposición analítica permite, con grandes posibilidades, atribuir el cenoglomerado del Quemado al fenómeno denominado *corriente de barro volcánico*¹, similar en sus detalles a la corriente de barro volcánico del Monte Rainier (Crandel) y muy parecida, genéticamente, a la corriente de barro de Jujuy (Harrington).

La antigüedad, la fragmentación, así como otros cambios subsiguientes a la deposición, ya no permiten el examen de la causa inicial y de la mecánica de esta corriente. Pero en base a analogías con otras corrientes, y especialmente en base a las clásicas observaciones y razonamientos de Harrington (1946), quien estudió el cenoglomerado de

¹ Quizás un antiguo labar frío.

Jujuy casi en flagrante, podemos arriesgarnos a efectuar analógicamente algunas suposiciones, controladas, por supuesto, por los datos aportados por la observación.

La causa inmediata e inicial pudo ser una lluvia tormentosa o cualquier otro proceso, como por ejemplo un terremoto o quizá una erupción dentro del campo volcánico, que actuó sobre el enorme acopio de detritos volcánicos sueltos en la Cordillera de las Llaretas, que en un relieve de alta montaña perdieron su equilibrio. Una enorme masa de este detrito volcánico cayó, o quizá se deslizó reptando por gravedad, cuesta abajo y alcanzó el cauce del río Tunuyán, en el que se enriqueció con rodados fluviales y se empapó con el agua, formando un barro fluidal capaz de avanzar aguas abajo por el canal de descarga con su carga pétreo. Es muy verosímil que, coetáneamente, se haya formado también un pasajero endicamiento del río, con un caudal apreciable de aguas traseras en un lago. Este endicamiento no permitió una sobresaturación del detrito volcánico con agua y la consiguiente transformación de la corriente de barro en una creciente que hubiera depositado un fanglomerado.

¿Cómo avanzaba este lodo aguas abajo? Las corrientes de barro pertenecen a las de flujo rápido a muy rápido (Thornbury). La corriente de Jujuy progresaba rítmicamente (para más detalles consultar Harrington) con una velocidad inferida de 10 a 15 km por hora.

La corriente de barro del Quemado debió fluir también rápidamente, ya que en el caso contrario la gran posibilidad de evaporación en el ambiente semidesértico hubiera aumentado pronto la viscosidad de la enorme masa en movimiento, lo que pronto hubiera paralizado el avance de la corriente.

Aceptando como base para los cálculos una velocidad probable mínima de 10 km/hora, podríamos evaluar aproximadamente el tiempo necesario para recorrer la trayectoria hasta el Quemado en 10 a 12 horas. Sea como fuere, la velocidad era relativamente elevada y la duración de la corriente no debió prolongarse mucho más de 24 horas.

El desecamiento de la corriente, estancada en un ambiente caluroso y seco, tuvo lugar en forma progresiva y con alguna rapidez. La superficie del banco aceptó la posición horizontal por asentamiento progresivo del barro, tal como se observa en aquellas partes en las que no hay indicios de erosión.

Todo esto hace suponer que el río Tunuyán cambió su curso por rellamamiento o taponamiento del cauce anterior y que, recién des-

pués del desecamiento del cenoglomerado, volvió a depositarse en su techo la formación Represa.

DEFORMACIÓN TECTÓNICA. — El perfil longitudinal de la trayectoria del cenoglomerado es, en la actualidad, anormal. He aquí algunas cifras de la altura del piso del cenoglomerado: C. Toro: 1.240 m; Uco: 1.100 m; Barda Blanca: 990 m; Represa: 1.140 m; Quemado: 1.200 m; Punta Oriental: 1.085 m.

La presencia de sinclinales y anticlinales en el perfil longitudinal atestigua la deformación tectónica posterior a la deposición.

Así, el sector proximal acusa un fallamiento con moderados valores para el rechazo, lo que tuvo lugar durante el Pleistoceno inferior.

El sector mediano desapareció en el subsuelo en una fosa tectónica de edad pleistocena media a superior.

El sector distal ha sido plegado a fines del Plioceno y por lo tanto los afloramientos aparecen en las Huayquerías tanto en el labio occidental (Barda Blanca) como en la charnela (Quemado) o en el labio oriental de los pliegues.

La carencia de datos cuantitativos de las deformaciones imposibilita la reconstrucción del perfil longitudinal del cauce durante la deposición del barro, pero parece muy probable que fuera aproximadamente equilibrado.

EDAD. — El sector proximal de la trayectoria carece de los elementos de juicio necesarios para la designación de una edad exacta para el cenoglomerado. Lo único que se puede deducir con seguridad es que el cenoglomerado es de mayor edad que el llamado Segundo Nivel (véase perfil transversal), y posiblemente también más antiguo que el Primero.

Hasta la fecha de la publicación del trabajo de Dessanti se aceptaba en forma casi unánime, para todo el conjunto superior de formaciones que afloran en las Huayquerías de San Carlos, una edad pliocena, pese a las dudas que han surgido sobre el límite que separa el Plioceno del Pleistoceno en la República Argentina. Concretamente no sabemos con seguridad dónde colocar este límite cronológico en las Huayquerías, si hacerlo por debajo de la Bajada Grande, en su parte mediana, o quizá en su techo.

Con respecto a la Formación Tunuyán, que yace en la base del cenoglomerado, no podemos poner en duda su edad pliocena, debido a la presencia teste Rovereto y Dessanti de *Tyotherium subsignis* Rov. La suposición de Dessanti, de que en este caso tuvo lugar un error

de rotulación, no puede ser tomado en serio. Carecen también de fuerza persuasiva los argumentos litológicos en contra de la edad pliocena. La Morena del Quemado no es una morena, y el supuesto carácter glaciifluvial de la Formación Represa discrepa en forma total de lo que sabemos sobre la litología de un relave glaciario. En un perfil transversal de outwash no pueden coexistir capas intercaladas de rodados y de arcilla. La litología de Represa es típicamente aluvial e indica un ambiente semidesértico de llanura o de bolsón de grandes dimensiones.

Queda evidenciado que las interpretaciones aducidas por Dessanti sólo pretenden rebajar el límite del Pleistoceno por debajo del cenoglomerado; pasar la supuesta morena al pleistoceno, y de este modo hacer más verosímil el carácter glaciario del depósito.

Tampoco son claros y persuasivos los argumentos de Groeber (1954) esgrimidos en defensa de la edad eocuartaria de la "Morena del Quemado". En primer lugar el argumento basado en el color carece de veracidad, ya que la Formación Represa reposa concordantemente sobre la morena y no tiene otro color que el pardo-rojizo (teste Dessanti, p. 279), que, según opinión de Groeber, es significativo para el Araucano. En segundo lugar la esgrimida discordancia de primera magnitud entre el Araucano y Mogotes yace en realidad (teste Dessanti, p. 280) no por debajo de la "Morena del Quemado", sino sobre ella y encima de la formación Represa. Así que Groeber, con sus argumentos, prueba lo contrario de lo que intentaba, es decir, la edad terciaria del cenoglomerado.

Los sostenedores de un gran englazamiento eocuartario en la llanura pedemontana encuentran grandes dificultades en la ubicación cronológica de esta glaciación. La idea de un viejo y extenso englazamiento de la llanura no es nueva. En el mapa de Guiñazú (1943), el límite máximo alcanzado por el borde del segundo y último manto de hielo pleistoceno, o sea Wisconsin o Würm, se encuentra en las Huayquerías. Dessanti (1946) ubica el englazamiento del Quemado en el Pleistoceno inferior, sin precisar detalles cronológicos. Así que ambos investigadores, a pesar de las discrepancias, respetan por lo menos los resultados de la explotación de los problemas de englazamiento en la Tierra.

Otras soluciones sugiere Groeber en el año 1952 hablando sobre el "englazamiento eocuartario antiguo Mogotes", que debería sincronizarse con la glaciación Danubio de los Alpes. Con posterioridad (1954, p. 107) el citado autor aclara pormenores de esta ubicación diciendo:

“Prefiero localizar Mogotes-Río Negro-Tristeza en un Eocuartario que aún falta en el cuadro de las épocas geológicas por no presentarse en torno a los Alpes. El tal Eocuartario es intermedio entre el Cuartario corriente y el Plioceno”. Respecto a la Formación Mogotes-Tristeza, agrega que “el hielo intervino en la formación en 3 ó 4 ocasiones, como parece indicar la presencia de niveles de bloques en la serie”. Sin embargo, en otra página del citado trabajo, Groeber (p. 101) asevera que bloques grandes (60 a 120 t) “no se observan dentro del Grupo de Mogotes inmediato al pie de la Cordillera Frontal en ningún lugar”.

No es posible escudriñar lo que podría significar en sentido geológico el término “ocasión”, si una glaciación o quizá una fase.

Conforme a las suposiciones antes aducidas debiéramos contar, pues, con cinco glaciaciones, o quizá fases eocuartarias, de Groeber, es decir, la del Quemado y 4 “ocasiones” relacionadas con los Mogotes. Este exceso de glaciaciones eocuartarias, anteriores al Gunz Nebraska, no vaticinan mucha prosperidad a la teoría, tanto más cuanto que ninguno de sus sostenedores está en condiciones de aportar, por lo menos, un argumento consistente en su favor, tal como se hizo en los Alpes, donde un frío relacionado con Danubio está fehacientemente probado por datos litológicos y paleontológicos (polen). En el estado actual de nuestros conocimientos aún no es necesario lanzar el concepto prematuro de tal “Eocuartario que falta en el cuadro de las épocas geológicas” como una hipótesis de trabajo utilizable en nuestro continente.

Importa añadir que últimamente Kraglievich (1952), uno de los que apoyaban las teorías englazadoras, alcanzó a liberarse del concepto de tal Eocuartario, ubicando el Hermosense y Chapadmalense en el Plioceno, así como el Quemado, que figura en el Terciario y sin carácter glacial. Por lo tanto, y para no extender demasiado estas consideraciones, me limito a la siguiente deducción: tanto la estratigrafía como la litología atestiguan la edad terciaria del Cenoglomerado del Quemado y de la Formación Represa.

Otro punto que aún podría originar dudas es si la edad terciaria puede ser atribuída a todos los sectores del conglomerado.

Corte (1957) sugiere que su “Morena de Uco” es de menor edad que la “Morena del Quemado”, por estar la primera en una posición hipsométrica más baja que la última. Este argumento no es consistente, ya que el hielo puede fluir y depositar también contra el relieve. Aparte de esto, Corte no hizo un estudio completo del proble-

ma y no disponía de nociones sobre la deformación subsiguiente del ente en cuestión por los movimientos neotectónicos, que aclara las diferencias hipsométricas en forma más juiciosa. La disposición geográfica y la identidad litológica permiten discriminar, en esta etapa de los conocimientos, una sola corriente de barro volcánica de edad terciaria final.

TRABAJO CITADOS EN EL TEXTO

- BLACKWELDER, E. 1928. *Mud-flow as a geologic agent in semiarid mountains.* — Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 39.
- CRANDEL, D. R. Y WALDRON, H. H. 1956. *A recent volcanic mud-flow of exceptional dimensions from Mt. Rainier, Washington.* — Amer. Journ. of Science, vol 54.
- CORTE, A. E. 1957. *Sobre geología glacial pleistocénica de Mendoza.* — Univ. Nac. de Cuyo. Anal. Depart. Investig. Científ. (A.D.I.C.) t. II, fasc. 2, Mendoza.
- DESSANTI, R. N. 1946. *Hallazgo de depósitos glaciales en las Huayquerías de San Carlos.* — Rev. Soc. Geol. Arg., t. I, n° 4.
- FERUGLIO, E. 1932. *Sobre la presencia de grandes rodados en las mesetas de la región del Golfo de San Jorge (Patagonia) y en las Huayquerías de Turuyán (Mendoza).* — Gaea IV, n° 2, Bs. As.
- FLINT R. F. 1957. *Glacial and pleistocene geology.* — New York, J. Wiley and sons; London, Chapman and Hall.
- GROEBER, P. 1939. Mapa geológico de Mendoza. — Physis, t. XIV, n° 46, Bs. As.
- 1952. *Glacial tardío y Postglacial de Patagonia.* — Revista del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Mar del Plata, vol. 1, entr. 1.
- 1954. *Bosquejo paleogeográfico de los glaciares del Diamante y Atuel.* — Rev. de la Asoc. Geol. Arg., t. IX, n° 2.
- GUIÑAZÚ, J. R. 1943. *Mapa sinóptico de la glaciación pleistocena, Sur de la Argentina y Chile.* 1 : 4.000.000.
- HARRINGTON, H. J. 1946. *Las corrientes de barro (mud-flows) de "El Volcán", Quebrada de Humahuaca, Jujuy.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. t. I, n° 2.
- KRAGLIEVICH, J. L. 1952. *El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar., Prov de Buenos Aires.* — Revista de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata, vol. I, entr. 1.
- KRUMBEIN, W. C. Y SLOSS, L. L. 1955. *Stratigraphy and Sedimentation.* — S. Francisco.
- POLANSKI, J. 1953. *Supuestos englazamientos en la llanura pedemontana de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol., t. VIII, n° 4.
- 1956. *Descripción geológica de la Hoja 25 a. Volcán San José (Prov. de Mendoza).* — Inédito. Dir. Nac. de Geología y Minería.
- 1957. *Sobre algunos métodos paleogeográficos de la investigación del Cuartario pedemontano de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. t. XII, n° 4.
- 1957. *El Bloque Variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XII, n° 3.
- THORNBURY, M. D. 1960. *Principios de geomorfología,* Buenos Aires. — Edit. Kapelusz.

Manuscrito recibido junio de 1961.

ESQUISTO TALCO-ACTINOLITICO EN LA MINA « SOL DE MAYO »

(MENDOZA)

Por RAUL A. ZARDINI

Departamento de Ciencias Geológicas
Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

Se describe una asociación de rocas metamórficas con un motivo mineralógico zonal, como los descritos por Read (1934) y Phillips y Hess (1936). La roca de caja, esquistos cuarzosos presentan un metamorfismo de facies altas de anfibolita; en el contacto entre estos y la roca ultrabásica se ha desarrollado hacia las cajas un esquisto-actinolítico-clorítico y hacia el ultrabásico, un esquisto talco-actinolítico. Los cuerpos ultrabásicos se encuentran totalmente talquizados, pudiéndose distinguir dos variedades. Con una de ellas (talco manchado) están relacionadas las rocas producidas por "diferenciación metamórfica".

ABSTRACT

Metamorphic rocks are described with a zonal mineralogical pattern as described by Read (1934) and Phillips and Hess (1936). The country rocks (quartz schists) show the high grade of the amphibolite facies; the contact between the schists and the ultrabasic shows an interesting example of metamorphic differentiation that consists of a actinolitic chloritic schist towards the country rocks, and a talc-actinolitic schist towards the ultrabasic. The later rocks (serpentine) was completely transformed into talc. Two varieties are distinguished of this mineral. The metamorphic differentiates are found in the spotted talc.

INTRODUCCION

La mina de talco "Sol de Mayo" se halla ubicada en la faja serpentínica del río de Las Tunas (Mendoza) (Zardini, 1958). En el contacto entre la roca ultrabásica y la roca de caja (esquistos cuarzosos) se ha desarrollado una roca metamórfica compuesta únicamente por porfiroblastos de actinolita en una masa talcosa. Toda la

asociación petrográfica representa un caso de diferenciación metamórfica como los descritos por Read (1934) y Phillips y Hess (1936). En el presente estudio se describe la asociación mencionada y se discute su paragénesis. Colaboró en el trabajo de campo el señor Manuel Calvelo Ríos.

UBICACION

Los afloramientos de referencia se hallan ubicados en la falda oriental de la cuchilla de Las Leñas, frente a la localidad Mina Barrera, de la zona del río de Las Tunas (Plancheta I.G.M. "Santa Clara" 1:50.000). El área constituida por esquistos micáceos, anfibólicos y granatíferos contiene una faja serpentínica de la cual la mina Sol de Mayo representa su extremo sudeste.

DESCRIPCION

Las rocas ultrabásicas comprenden dos cuerpos lenticulares talcosos, que están separados entre sí por un tabique de esquistos, teniendo el mayor de ellos, a lo largo de su eje mayor, una longitud de 200 metros (ver mapa). Las dos lentes son paralelas entre sí, y sus ejes mayores tienen un rumbo NE, que coincide, lo mismo que su inclinación hacia el NW, con las estructuras regionales de las rocas de caja. La inclinación de la esquistosidad es vertical con una leve insinuación hacia el NW. Los bordes de los cuerpos tienen algunas inflexiones que provocan abultamientos y estrechamientos de los mismos debido probablemente al ajuste del cuerpo ultrabásico a las estructuras previamente formadas en las cajas.

El extremo sudeste de las lentes se encuentra en el fondo de la quebrada y el nordeste en la parte cuspidal de la cerrillada, existiendo una diferencia de altura de 55 a 60 metros.

PETROGRAFIA

a) *Las rocas de caja*: están representadas principalmente por esquistos granatíferos, que con la presencia subordinada de ortoclasa, estauroлита y cordierita, representan la parte alta de las facies de anfibolita. Las asociaciones mineralógicas de los esquistos están dadas por:

- Cuarzo-biotita-albita-granate-(estauroлита) ¹
- Ortoclasa-oligoclasa-anfíbol-granate (apatita-titanita)
- Cuarzo-biotita-anfíbol-granate (clorita-apatita-zircón)
- Cuarzo-biotita-muscovita-granate (ortoclasa-apatita)
- Cuarzo-biotita-muscovita-granate (albita-ortoclasa-cordierita-apatita)

El cuarzo se presenta ya límpido o con gran cantidad de diminutas inclusiones que suelen tener formas irregulares. Además, en algunas localidades, ellas están alineadas en un sentido casi normal a la esquistosidad. También muestran efectos cataclásticos en la extinción fragmentaria y en el contacto entre los granos. La ortoclasa sólo en una localidad se muestra como constituyente principal, estando en todas las demás como subordinado. De carácter netamente eudral sin maclas, algunas secciones tienen una incipiente alteración caolínica, inclusiones de apatita, clorita y otros minerales indeterminables. Los cristales de ortoclasa están distribuidos por todo el corte o agrupados formando cuñas dentro de la masa cuarzosa. La plagioclasa siempre subordinada, está dentro del rango sódico (albita-oligoclasa) y característicamente se presenta fresca y sin maclas. En una muestra está intercrecida con cuarzo. Muscovita y biotita forman un elemento esencial de estos esquistos. La biotita, de pleocroísmo variado, muestra una intensa decoloración y a veces está totalmente cloritizada. El valor $\frac{v + v_2}{2} = 1.680$ cuando fresca, está indicando una annita (biotita férrica) (Trogger, 1959, pág. 83).

El granate (almandino) se encuentra ampliamente distribuido en todos los tipos de esquistos y presenta las características propias del crecimiento poikiloblástico encerrando principalmente a granos de cuarzo que en algunos casos se muestran curiosamente angulosos. El anfíbol es actinolita y se presenta en general característicamente prismático dentro de la masa micácea y como agrupaciones radiales.

Tanto la estauroлита como la cordierita están distribuidas aisladamente, formando metacristales. La última tiene inclusiones irregulares de cuarzo y laminillas de biotita; su baja refringencia, así como su signo óptico positivo, indican cordierita magnesífera.

De los accesorios es de señalar la abundancia de apatita y en menor cantidad zircón y titanita.

¹ La estauroлита en este tipo de contacto ha sido también interpretada como producto de la diferenciación metamórfica (Hess, 1936, pág. 357).

De las asociaciones descritas se destaca la existencia de los pares granate-ortoclása y granate-cordierita, aparentemente incompatibles. La presencia de cordierita se interpreta como un indicio de diaforesis del granate que sobrevendría al producirse un relajamiento de la presión, manteniéndose la temperatura (Harker, 1939, pág. 235).

Si bien las observaciones aun son esporádicas, estructuras de clorita y biotita fueron interpretadas en la misma zona como producto de metamorfismo retrógrado del granate (Zardini, 1958, pág. 81), el que estaría asociado a la gran línea tectónica que es la falla inversa que corre al pie de la Cordillera Frontal.

b) Las rocas que constituyen el cuerpo ultrabásico son dos: serpentinita y talco, esta última en dos variedades.

La serpentinita aflora en una muy reducida extensión (1 m × 0,50 m) en el extremo SW de la lente mayor y en el piso de la primera labor minera, precisamente donde también se encuentra un lamprófito (ver mapa). A ojo desnudo es una serpentinita típica, masiva de colores oscuros dentro de los tonos verdes. Al microscopio se resuelve en un intrincado fieltro de laminillas de antigorita y una clorita, reconocida ésta por un leve tinte verdoso de sus laminillas y sus índices refractivos más altos que la antigorita. Además existen zonas de clorita con el azul anómalo de interferencia. Distribuidos por todo el corte se encuentra magnetita en agregado pulverulento o en granos de formas irregulares.

El talco ocupa el cuerpo principal de las lentes; se encuentra en dos variedades: uno manchado por siderita y limonita y el otro "puro". El contacto entre los dos talcos es bien neto y no existe pasaje entre ellos, dando la impresión de un contacto tectónico. Las "manchas" están constituidas por clavos y venillas de siderita. Es precisamente en este talco donde se desarrolla la actinolita, aunque en el talco que constituye la "pasta" de la misma, la siderita desaparece conspicuamente.

c) Las rocas del contacto consisten en: esquisto talco-actinolita y esquistos clorita-actinolita-biotita. En el campo esta asociación del contacto no se presenta como un reborde continuo a los cuerpos, sino que únicamente están restringidos a unos pocos metros de largo y en afloramientos aislados. La observación detallada de este contacto no dio ningún elemento estructural destacado o distinto del resto del cuerpo. Por un lado la mayor parte de la línea de contacto no presenta ningún indicio de diferenciación metamórfica. La única observación es que estas asociaciones están vinculadas con el talco "manchado".

El esquisto talco-actinolita aflora en pequeñas franjas. Esta roca (figs. 1 y 2) está compuesta únicamente por actinolita y talco. Dentro

de la masa blanquecina pardusca de este último, se destacan los metablastos de actinolita que pueden ir desde diminutos cristales acciculares hasta gruesos prismas de hasta más de 10 cm de largo. En algunas muestras ellos están orientados según el eje *c*, y en este caso el talco no parece tener una esquistosidad preferencial; en otras, sin embargo, la

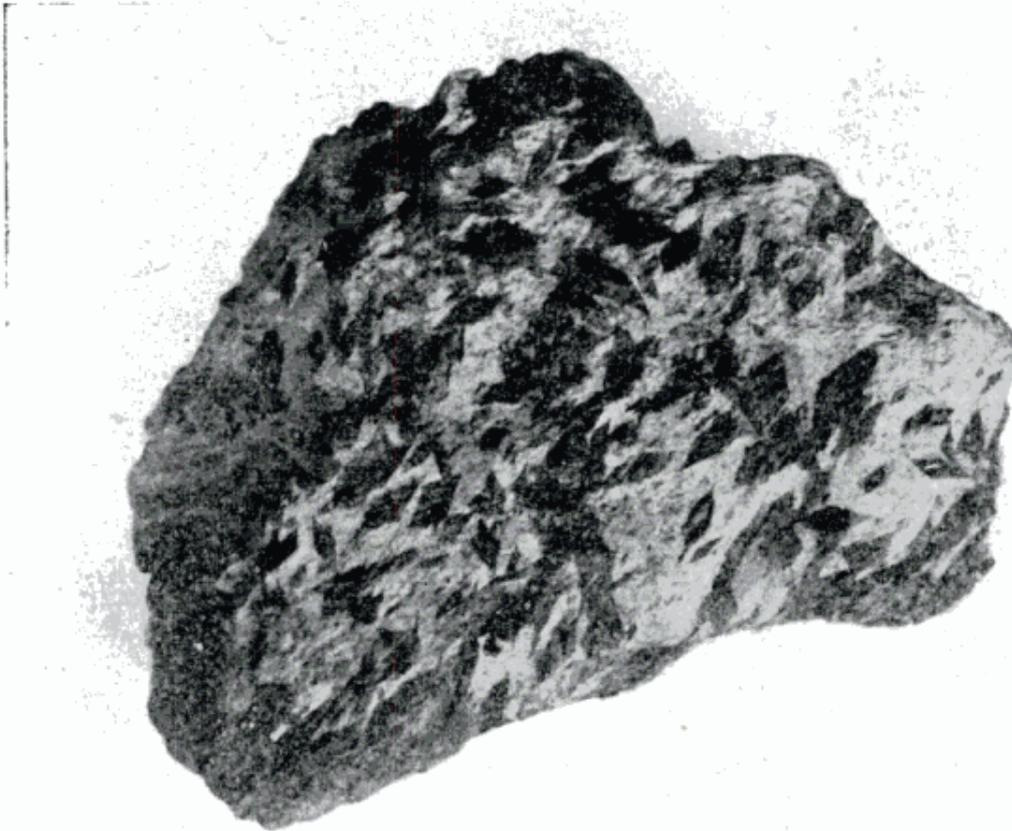


Fig. 1. — Roca talco-actinolita, donde se puede apreciar la distinta orientación de las secciones normales al eje *c* de las prismas de actinolita

actinolita tiene todos sus elementos cristalográficos (fig. 2) orientados paralelamente entre sí y el talco tiene por lo menos dos planos de esquistosidad desarrollados. Entre los prismas de actinolita algunos se encuentran flexurados — sin ruptura — siguiendo la caprichosa esquistosidad de la masa talcosa e indicando un crecimiento singético con la presión. Si bien el talco de esta roca talco-actinolita no presenta impurezas carbonáticas teñidas, él se encuentra formando parte de la unidad talcomanchado.

La actinolita α : 1.613 y γ : 1.634; Z : c 15-16° cae en el campo de la gramatita (o actinolita magnésica) : el talco es el común blanco sin

impurezas. La clorita se presenta como agregados laminares con $2V_z = \pm 0^\circ$ y $\beta = 1.596$ (proclorita magnésica) (Trogger, 1959, p. 91). En algunos casos estos agregados conservan restos del pleocroísmo de la biotita.



Fig. 2. — Roca talco-actinolita donde se distingue la orientación de los prismas de actinolita, paralelos a la esquistosidad

d) Dos rocas intrusivas, una diabasa y un lamprófiro acompaña a todo el conjunto. La diabasa es un dique de cerca de 10 m de ancho, con un rumbo NW-SE y cuyo contacto con el cuerpo serpentínico está tapado por el relleno de la quebrada oscureciendo de esta forma sus mutuas relaciones. La roca es de grano fino, colores oscuros y que al microscopio se resuelve en una diabasa típica con su textura ofítica. Además de plagioclasa, augita y hornblenda, se encuentran clorita, calcita, titanita y epidoto como productos de alteración.

El lamprófiro está cortando al cuerpo talcoso de la lente mayor (ver mapa). Trátase de una roca alcalina compuesta por olivina en varias generaciones y con distinto grado de alteración a serpentina, clorita y

talco. Los pequeños granos de magnetita se disponen a lo largo de una franja marcando así el "frente de alteración". Además se encuentra actinolita columnar fresca, hornblenda basáltica y laminillas de biotita. La pasta está constituida por laminillas de plagioclasa básica y por analcima y otro mineral relacionado que existe como lagunas irregulares dentro de aquél y que presenta una débil birrefringencia. Esta roca podría ser una baldita (Johannsen, 1938, vol. IV, p. 393).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La asociación de rocas ultrabásicas con un motivo mineralógico zonal ha merecido la atención de Read (1934) y Phillips y Hess (1936) quienes analizaron contactos similares al descrito en este trabajo.

Read (op. cit.) para explicar las características de los cuerpos ultrabásicos zonales de Unst supone que las diferentes zonas se han formado en un solo "acto" metamórfico, y que durante el mismo en que cada una de ellas, un óxido determinado, alcanzó su "climax" produciendo de esta forma un mineral distinto. Acepta la migración de elementos entre la caja y la roca ultrabásica, pero considera que la SiO_2 y el OCa deben haber sido agregados al sistema.

Phillips y Hess (op. cit.), en cambio, para la faja talcosa de Vermont, suponen que las diferentes zonas se deben a una variación en la migración de elementos de la roca de caja al ultrabásico y viceversa, migración controlada por la temperatura. Así, para una alta temperatura, la transformación de serpentina a actinolita, significa la adición de OCa y SiO_2 y una pérdida de OMg y H_2O , que pierde y gana, respectivamente, el esquisto, formándose en éste, entonces, la biotita (aunque para ello necesita K_2O , FeO y Al_2O_3). Con una baja temperatura la serpentina pasa a talco por adición de SiO_2 y una pérdida de MgO , FeO y H_2O , que pierde y gana, respectivamente, el esquisto, formándose en éste, clorita. En cuanto a los álcalis que no sean fijados en algún mineral, son llevados afuera en solución y perdidos. A todo ello se debe considerar el papel que desempeña la temperatura en la estabilidad y/o fijación de algunos elementos. Por supuesto, existen variaciones intermedias y asociaciones de altas temperaturas sobre las cuales han impreso sus características los de baja temperatura al producirse un descenso de ésta.

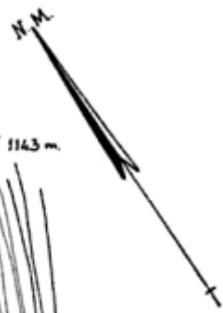
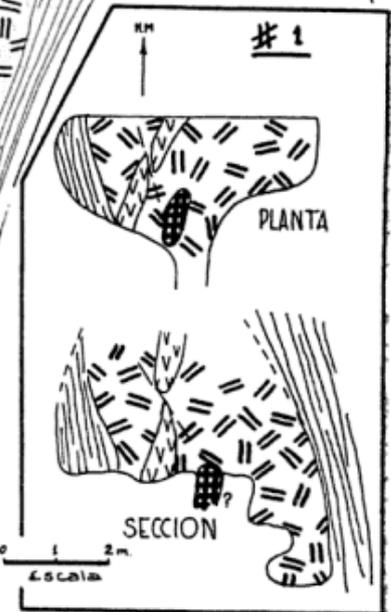
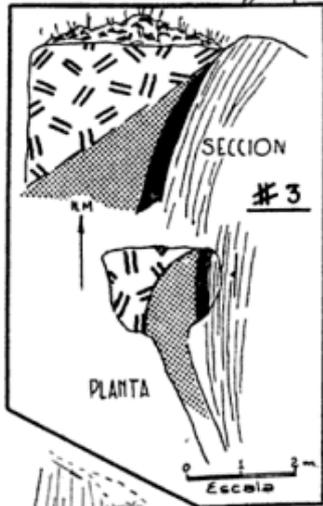
En la mina Sol de Mayo la presencia en la roca ultrabásica de actinolita significa alta temperatura, pero el talco indicaría baja tempe-

Mina SOL de MAYO

Mendoza
R.A. Zardini - M.C. Rios

-  Serpentina
-  Talco
-  Talco manchado
-  Zonas de Actinolita
-  Esquistos
-  Cuarzo
-  Diabasa-Lamprofiro
-  Rumbo e incl de esquistosidad

0 14 28 42 m
Escala grafica



1143 m

A. Sol de Mayo

Dib. C.M. Urien

ratura; el mismo razonamiento podríamos hacer con la roca de caja donde coexisten la biotita y la clorita. Es decir, tendríamos un contacto de alta temperatura (actinolita y biotita) sobre el cual se han superpuesto los de baja (talco y clorita, respectivamente). Sin embargo, la orientación de los cristales de actinolita dentro de la masa talcosa, estaría indicando que estos dos minerales son de crecimiento simultáneo y singenéticos con la presión. Además, conspicuamente se destaca que en la zona del contacto de las asociaciones mineralógicas zonales se han desarrollado dentro del ambiente del talco manchado, aunque el talco que está asociado con la actinolita es el puro.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. HARKER, A. 1939. *Metamorphism*. Methuen and Co. Ltd. London.
2. JOHANNSEN, A. 1939. *A descriptive Petrography of the Igneous rocks*. Vol. IV.
3. PHILLIPS, A. H. y HESS, H. H. 1936. *Metamorphic differentiation at contact between serpentinite and siliceous country rocks*. Am. Miner. vol. 21, nº 6, pp. 333-362.
4. READ, H. H. 1934. *On zoned associations of antigorite, talc actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland islands*. Min. Mag. vol. 23, nº 145, pp. 519-540.
5. TROGGER, W. E. 1959. *Optische bestimmung der gesteinsbildenden minerale*. Stuttgart.
6. ZARDINI, R. A. 1958. *Serpentinitas del Río de Las Tunas*. Rev. Asoc. Geol. Arg. t. 13, nº 2, pp. 68-86.

Manuscrito recibido Agosto 1961.

LA EDAD DE LOS SEDIMENTOS TERCIARIOS DEL VALLE DE PUNILLA
PROVINCIA DE CORDOBA Y LA PRESENCIA DE « EOHYRAX RUSTICUS »
AMEGHINO EN LOS MISMOS

Por ENRIQUE LINARES¹, AMERICO J. TIMONIERI¹ y ROSENDO PASCUAL²

RESUMEN

En el presente trabajo, en primer lugar, se resume la geología de la zona del valle de Punilla (Córdoba), comprendida entre las localidades de Biale Masse y Cosquín, con preferente atención a los sedimentos terciarios aflorantes en la ladera occidental de la Sierra Chica, que en algunos de sus bancos constituyentes llevan minerales de uranio.

En base a los estudios geológicos realizados y al hallazgo en una de las labores del yacimiento uranífero "Rodolfo" de restos fósiles pertenecientes a un mamífero (*Eohyrax rusticus* Ameghino), se propone dividir el complejo sedimentario terciario en dos formaciones. La inferior, donde se halló el fósil citado, se sugiere denominarla como Estratos de Cosquín de edad eocena inferior, mientras que la superior se propone homologarla a los llamados Estratos de Los Llanos, del Mioceno (?), por Gross.

La segunda parte del trabajo se dedica a los antecedentes históricos sobre las formaciones mamalíferas eógenas y a la descripción de los restos del *Eohyrax rusticus* Ameghino hallados en los Estratos de Cosquín.

ABSTRACT

The authors divide the Tertiary sediments of the Valle de Punilla, Córdoba, in two groups. The lower one furnished a specimen of *Eohyrax rusticus* Amegh. found in one of the trenches of the "Rodolfo" uraniferous deposit. A lower Eocene age is considered for this group. The upper is probably similar to the sediments adscribed by Gross as Estratos de Los Llanos.

¹ Comisión Nacional de Energía Atómica.

² Universidad Nacional de La Plata.

INTRODUCCION

Con motivo de la exploración geológico-minera del yacimiento uranífero "Rodolfo", dispuesta por las autoridades superiores de la Comisión Nacional de Energía Atómica, se encaró el estudio de los sedimentos terciarios del valle de Punilla, en la provincia de Córdoba, ya que algunos de los bancos componentes del complejo sedimentario terciario son portadores de la mineralización uranífera.

Entre los problemas que se presentaron durante la ejecución del citado estudio se hallaba el de la edad geológica de los mencionados sedimentos, poco conocidos en general y atribuidos por diferentes autores a distintos períodos geológicos.

Afortunadamente, durante la ejecución de una de las labores mineras realizadas en el yacimiento "Rodolfo", el doctor O. Lema, de la Seccional Centro de la C.N.E.A., halló restos fósiles pertenecientes a un mamífero, los que estudiados por uno de los autores han revelado corresponder a *Eohyrax rusticus* Ameghino, de la familia Archaeohyracidae Ameghino del Casamayorensis (Eoceno inferior).

En base a los estudios geológicos realizados y a esta determinación se propone dividir los sedimentos terciarios aflorantes en el valle de Punilla en dos grupos. El inferior, en el que se halló el fósil descrito en el presente trabajo, se lo denomina Estratos de Cosquín, de edad eocena inferior. El grupo superior, en cambio, se supone que quizás pueda homologarse a los llamados Estratos de Los Llanos por Gross.

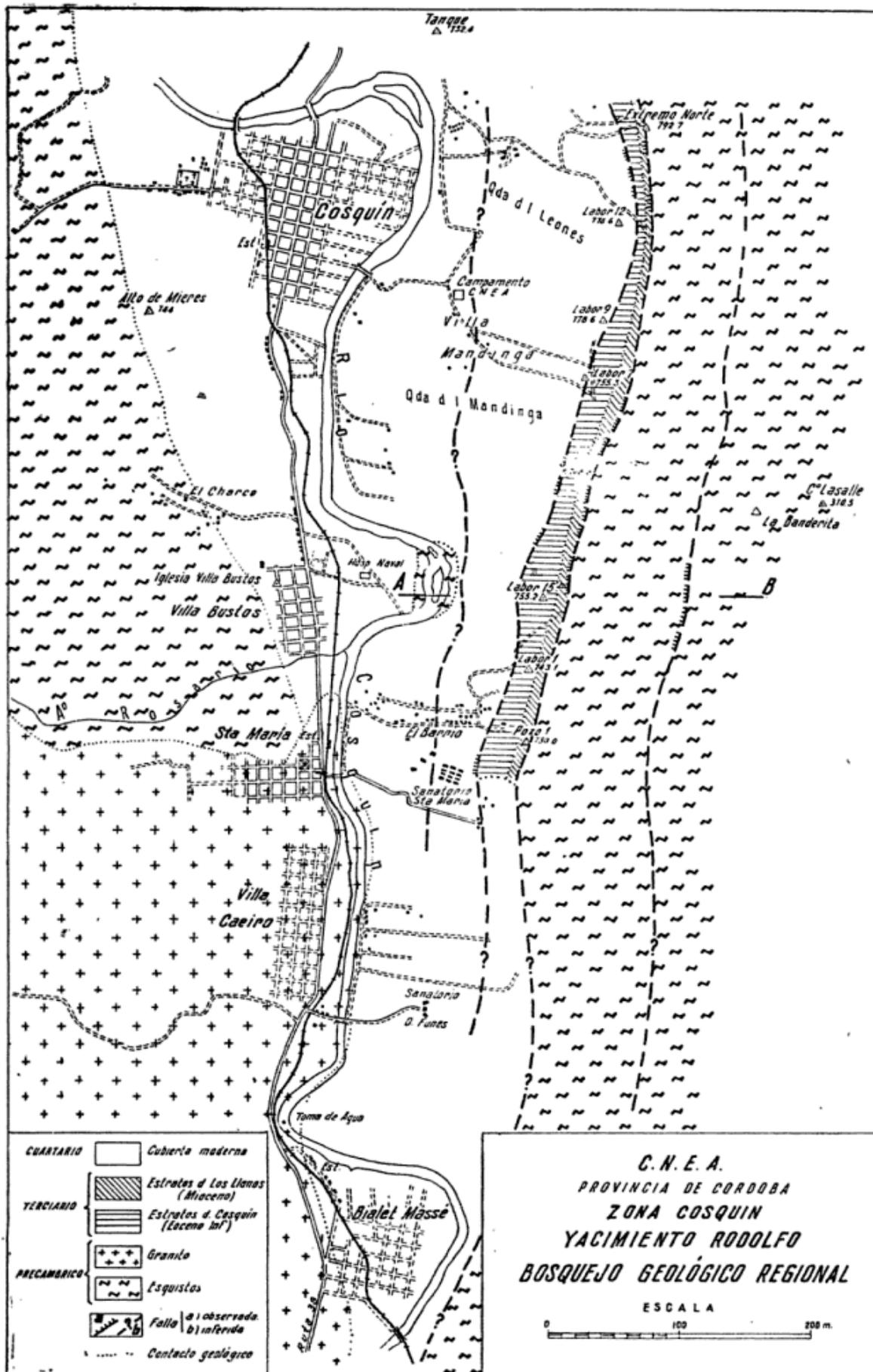
A) PARTE GEOLOGICA

Por E. LINARES y A. TIMONIERI

I. GEOLOGIA DEL VALLE DE PUNILLA

El valle de Punilla es una de las zonas de turismo de la provincia de Córdoba más frecuentada, por lo que no se considera necesario indicar su ubicación geográfica. El mismo es una depresión tectónica localizada entre las sierras Chica y Grande de Córdoba y que con rumbo general N-S se extiende desde el lago San Roque, a la altura de la ciudad de Carlos Paz, hasta el N de Capilla del Monte.

La geología de la zona en estudio, localizada entre las poblaciones de Santa María y Cosquín, se reseña en el cuadro cronológico siguiente:



CUADRO CRONOLÓGICO

CUARTARIO	}	<p><i>Actual</i>, derrumbe de faldá y tierra vegetal. <i>Reciente</i>, relleno moderno. <i>Pleistoceno</i> (?), aglomerados, sedimentos eólicos y nivel de pie de monte.</p>		
..... discordancia				
TERCIARIO	}	<p><i>Mioceno</i> (?), Estratos de Los Llanos. <i>Eoceno inferior</i>, Estratos de Cosquín.</p>		
..... discordancia				
PRECÁMBRICO ...	}	<p>Basamento</p> <table border="0" style="margin-left: 2em;"> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">{</td> <td style="vertical-align: middle;"> <p>Rocas graníticas, granitos, aplitas y pegmatitas. Rocas metamórficas, esquistos, calizas, etc.</p> </td> </tr> </table>	{	<p>Rocas graníticas, granitos, aplitas y pegmatitas. Rocas metamórficas, esquistos, calizas, etc.</p>
{	<p>Rocas graníticas, granitos, aplitas y pegmatitas. Rocas metamórficas, esquistos, calizas, etc.</p>			

Dada la índole de este trabajo, sólo se resumen brevemente los diferentes elementos litológicos nombrados, prestándose mayor atención a los sedimentos terciarios.

PRECÁMBRICO

Rocas metamórficas:

La difusión areal de las rocas metamórficas adquiere gran desarrollo en las Sierras Pampeanas. En la zona en estudio constituyen el núcleo de la Sierra Chica del Norte y se disponen mediante contacto anormal sobre el gran cuerpo granítico que forma el batolito de Achala, marginándolo por el este y norte.

Al oeste de dicha unidad orográfica se hundieron debido a procesos tectónicos, siendo cubiertas entonces por los sedimentos terciarios y cuaternarios, volviendo a aflorar en las orillas del río Cosquín, en las cercanías de su contacto con el granito.

Están representadas en la ladera occidental de la Sierra Chica por gneiss poco esquistoso, frecuentemente inyectado, anfíbolitas, micacitas, calizas, etc.

Rocas graníticas:

Constituyen el potente cuerpo conocido como batolito de Achala, que integra el núcleo de la Sierra Grande, siendo de difusión areal muy grande.

Se incluyen aquí, además de las rocas intrusivas graníticas, las diferenciaciones aplíticas y pegmatíticas de las mismas, bastante frecuentes en la zona.

Como estas rocas han sido estudiadas en cierto detalle por diversos

investigadores, no se cree necesario entrar en mayor detalle sobre llas mismas.

Terciario.

Está representado por los sedimentos continentales aflorantes en la ladera occidental de la Sierra Chica, desde las cercanías de la población de Biale Masse hasta el N de Capilla del Monte.

Se hallan reducidos a una angosta franja, ubicada entre las últimas estribaciones occidentales de la Sierra Chica y el río Cosquín, de dirección subparalela a la de la unidad orográfica mencionada. Sus afloramientos son discontinuos y en su mayor parte se hallan cubiertos por sedimentos más nuevos, lo que hace en partes dificultoso el estudio de ellos y la correlación de los distintos bancos constituyentes en zonas alejadas entre sí.

Con motivo de la exploración del yacimiento uranífero "Rodolfo", fueron estudiados en cierto detalle en la zona localizada entre la población de Santa María y el camino "6 de setiembre" que une la ciudad de Cosquín con la ciudad de Córdoba a través del cerro Pan de Azúcar. En menor detalle, fueron reconocidos al norte de Cosquín y hasta Capilla del Monte.

Los sedimentos componentes del complejo terciario serán tratados en mayor detalle en el capítulo siguiente.

Cuartario.

Se halla representado por la formación de Pie de Monte, bien representada en las cercanías de Biale Masse (barrancas del río Cosquín). Son sedimentos lenticulares, en donde engranan depósitos finos con otros más gruesos.

Sobre ella se disponen sedimentos finos, de color blanquecino, sin estratificación y de deposición seguramente eólica. Estos sedimentos, como asimismo los anteriores, se ubican dentro del Pleistoceno (?).

Resta por señalar la serie de aglomerados, constituidos por rodados provenientes de la Sierra Chica, que cubre la ladera occidental de la misma. Evidencian escaso transporte y rellenan en especial las partes bajas del relieve, llegando en algunos casos a tener un espesor considerable, superior en ciertas áreas a los 15 m como ha sido observado en algunas labores realizadas en el yacimiento "Rodolfo".

Se disponen sobre los sedimentos terciarios en discordancia y en ocasiones afectados por fallas modernas, se los halla bajo de ellos.

Por último se citan las acumulaciones en bajos y cañadas, de escaso espesor y de tierra vegetal, que se ubican como depósitos actuales.

II. LOS SEDIMENTOS TERCIARIOS

Historia.

Bodenbender (2) fue el primero en estudiar los terrenos sedimentarios aflorantes en diversos lugares de las Sierras de Córdoba. En la obra citada, luego de describir los diferentes distritos en que afloran sedimentos psamíticos y pelíticos, entre los que incluye los de la falda occidental de la Sierra Chica (valle de Punilla), afirma: "Comparando los depósitos de las sierras de Los Llanos, de la Huerta, etc. —cuya descripción presentaré en breve— salta a la vista una completa analogía, consistente en la posición discordante de los depósitos sobre el terreno arcaico, en la existencia de conglomerados compuestos exclusivamente de elementos provenientes del terreno arcaico y en las areniscas en su mayor parte coloradas, que forman en las dos regiones el piso superior", añadiendo más adelante: "Es permitido pues considerar las areniscas de las Sierras de Córdoba, como permotriásicas, aunque hasta hoy no conocemos fósiles en ellas".

En un trabajo posterior (3) el mismo autor asigna a los Estratos de Los Llanos de La Rioja (que homologaba a los de Córdoba), una edad Cretácica superior, por lo que otros autores como Rassmus (9) y Rimann (10), aceptan para los mismos la edad dada por Bodenbender. El último autor nombrado (op. cit.) dice: "me parece probable que los sedimentos colorados vivos que se avistan desde el ferrocarril en diversos puntos a lo largo de la Sierra Chica (falda oeste), por ejemplo, entre Cosquín y Molinari y cerca de Biale Masse, representan depósitos cretácicos" y en base a las analogías litológicas los asimila a los sedimentos arcillosos y arenosos de color rojo, conocidos como Estratos de Los Llanos y que según Bodenbender —como se ha dicho— pertenecían al Cretácico superior.

Beder en 1922 (1) cita como Estratos de Los Llanos del Cretácico superior a los afloramientos de arcillas e intercalaciones de calizas, cercanos a Capilla del Monte.

Windhausen en 1931 (13) expresa "la existencia de depósitos cretácicos ha sido afirmada especialmente por Bodenbender, el que atribuye a los Estratos de Los Llanos una edad Cretácica, mientras que otros autores, entre ellos Delhaes, los ubican en la base de los Estratos Calchaqueños (Mioceno-Plioceno)".

Pastore en 1932 (8), atribuye una edad neógena a los sedimentos que rellenan los valles interiores entre los cordones serranos, como el de Punilla y San Antonio.

Finalmente, Gross en 1948 (6), homologa —en base a analogías li-

tológicas— los sedimentos terciarios aflorantes en el valle de Punilla a los Estratos de Los Llanos a los que se asigna una edad miocena. Pero como se verá más adelante, dicho autor al describir dichos sedimentos sólo se refiere, al parecer, a la parte superior del complejo sedimentario expuesto, mientras que Schlagintweit en 1954 ⁽¹¹⁾ acepta la idea de Gross y la amplía a toda la serie sedimentaria aflorante en el valle de Punilla, siendo esta la edad aceptada hasta el presente.

Composición litológica.

Los sedimentos terciarios están constituidos por una serie de estratos de origen continental que afloran en la ladera occidental de la Sierra Chica y que han sido reconocidos en afloramientos discontinuos, desde la localidad de Santa María hasta el N de Capilla del Monte. El rumbo predominante de estos estratos es N-S, siendo su buzamiento variable entre 25° y 65° al este.

Los afloramientos de estos estratos conforman un paquete sedimentario discontinuo, de una potencia que alcanza los 150 m, limitados al E por la falla inversa que los pone en contacto tectónico con el basamento metamórfico y al W por otra falla, también inversa que dispone a estos sedimentos sobre los aglomerados cuaternarios, originando en ciertos casos, repeticiones de la serie.

En la zona de Santa María-Cosquín, se reconocen en los sedimentos terciarios dos grupos:

- a) *inferior*: representado por una alternancia de limos, limos arenosos y areniscas limosas, con un contenido de carbonato de calcio oscilante entre 5 y 30 %. Abarca desde el Banco I al VIII (perfil geológico) y en ellos el aporte sedimentario ha provenído totalmente de la Sierra Grande.
- b) *superior*: comprende los bancos IX y X del mencionado perfil y se diferencia del anterior por estar formado por limos arenosos calcáreos, en parte toscas y margas, con un contenido de carbonato de calcio que supera en algunos casos el 60 %. Como detalle interesante debe anotarse el hecho de la presencia de clastos provenientes de rocas metamórficas (banco X), lo que no ha sido observado en la grupo anterior, ello indica que durante la depositación de la última parte de estos estratos se produjo aporte a partir de las rocas metamórficas de la Sierra Chica, lo que no se había producido con anterioridad.

Además, Lucero (com. verb.) en Casa Grande, distingue sobre los anteriores un grupo superior al que denomina "horizontes superiores". El mismo supera los 150 m de potencia y se halla constituido por una "tosca guijo-conglomerádica, con acentuada cementación y elevado aporte silíceo" y en ellos, además, se observa un abundante aporte proveniente de las rocas metamórficas de la Sierra Chica.

El perfil geológico correspondiente a los afloramientos de los sedimentos terciarios en la zona de las labores 1 y 2 (Santa María-Cosquín) y que puede tomarse como perfil base para la descripción de los distintos bancos presentes, es el siguiente:

Abajo:

Grupo inferior:

- | | | |
|----------------------------|----------|---|
| 10 ^o m
o más | bco. I | Se toma como base de la formación, aunque el piso de la misma no ha sido reconocido hasta el presente. Corresponde a un banco limoso-arenoso, con rodaditos de cuarzo, feldespatos y de clastos de pegmatitas, de diámetros oscilantes entre 5 y 30 mm o mayores, en general orientados según los planos de depositación, lo que le acuerda un aspecto bandeado. Hacia arriba se hace más arenoso, siendo el tamaño de los rodados también mayores. En este banco se ha observado, en algunas labores, la presencia de minerales de uranio. |
| 5 m | bco. II | Comienza con una arenisca de grano grueso a conglomerádica, de color gris claro, con rodados de cuarzo, feldespatos y clastos pegmatíticos. Algunos de estos últimos alcanzan diámetros de hasta 5-7 cm y en algunos de ellos se ha notado la presencia de minerales de uranio. Hacia arriba pasa a un limo arenoso de color rojo oscuro, que también lleva en su masa rodaditos de pequeño tamaño de cuarzo y feldespatos. |
| 1 m | bco. III | Arenisca de grano medio, color rojo oscuro, matriz limosa, que según Granero Hernández (5) puede ser considerado como banco guía base del principal nivel mineralizado. Si bien este banco no siempre presenta mineralización, en algunos casos se nota la presencia de minerales de uranio. |
| 7 m | bco. IV | Constituido por limos arcillosos o limos arenosos, de color rojo pálido a rojo oscuro, con abundante carbonato, en especial en su parte superior, y zonas decoloradas en general, subparalelas a las líneas de estratificación. En el total de su espesor se observan intercalaciones arenosas sin orden definido, como así también inclusiones o pátinas de óxidos de manganeso y mineralización uranífera, la que en general se encuentra asociada a las zonas portadoras de minerales de manganeso, y abundantes veñillas de yeso y geodas de cuarzo y calcedonia. |



Eohyrax rusticus Ameghino: *a-b*, vista coronaria de $m_3 \times 4$; *c-d*, vista lateral externa de $m_3 \times 3$
(*a* y *c* sin tipo! M. A. C. N. nº 10777; *b* y *d*, M. L. P. nº 59-XI-9-1)

- 8 m... bco. V Formado por limos arcillosos y arenosos, de color rojo claro, con numerosas inclusiones de rodaditos provenientes del banco IV. Su contenido en carbonatos es alto y hacia arriba se hace más arenoso, llevando entonces rodaditos de cuarzo y feldespatos principalmente. Su límite con el banco IV es a veces difícil de distinguir y la mineralización que presenta en general se dispone en los 2-3 m inferiores.
- 1 m bco. VI Arenisca de grano mediano, de color rojo oscuro, en parte bien cementada y que ha sido considerada por Granero Hernández como banco guía techo de la zona mineralizada principal. En general, en su base se observa la presencia de una franja de impregnaciones de óxidos de manganeso.
- 5 m bco. VII Limo arenoso, con abundante material calcáreo, de color rojo. Si bien en la zona de las labores 1 y 2 no se halla mineralizado, se le ha encontrado llevando minerales de uranio en otras labores.
- 3 m bco. VIII Arenisca de grano grueso a conglomerádica, de color rojo, con granos de cuarzo y feldespatos, cuyos diámetros oscilan entre 2 y 30 mm.
- Grupo superior:*
- 3 m bco. IX Limo arenoso con abundante carbonato de calcio, de color rosa pálido e intercalaciones de delgadas bandas de limos calcáreos, casi verdaderas toscas.
- 15 m bco. X Corresponde a una tosca de color amarillo rosado, con abundante carbonato de calcio, que a veces llega a superar el 60 %. También lleva abundantes rodados de rocas metamórficas, de 3-4 cm de diámetro o más.

Edad de los sedimentos terciarios.

Se ha mencionado ya, que dentro del complejo sedimentario terciario aflorante en el valle de Punilla en la zona de Santa María-Cosquín, se distinguen dos grupos, inferior y superior, a los que Lucero, en Casa Grande, añade un tercero denominado "horizonte superior".

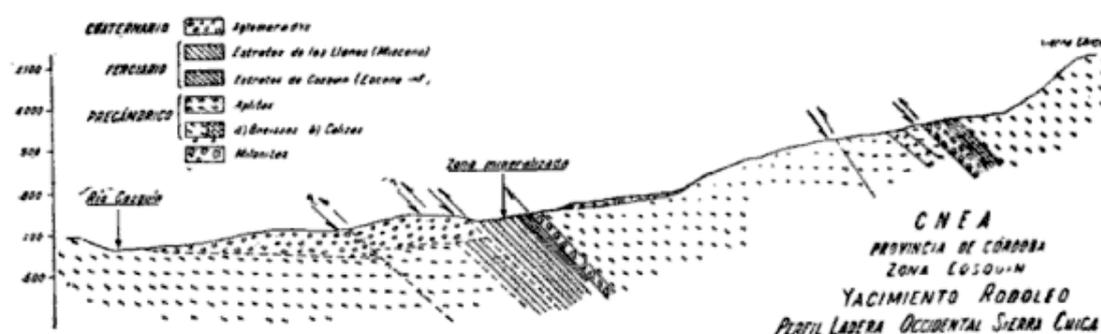
El grupo inferior constituido por limos arenosos y arcillosos, y arenas y areniscas limosas, en parte calcáreos, de colores entre gris claro y rojo oscuro, está formado por sedimentos cuyo origen debe ubicarse en el área granítica, no encontrándose en ellos restos de rocas ni minerales de origen metamórfico.

En una de las labores del yacimiento uranífero dentro del banco IV, el Dr. Lema de la C.N.E.A. halló restos fósiles, los que estudiados

por R. Pascual (ver parte B), han permitido llegar a su identificación como asimismo delimitar la edad de esta formación.

Los citados restos consisten en un trozo posterior de la rama mandibular derecha y dos molares que han sido reconocidos como pertenecientes a *Eohyrax rusticus* Ameghino, del orden Notungulata Roth, suborden Toxodonta Scott, familia Archaeohyracidae Ameghino. Si bien ellos presentan algunas ligeras diferencias con el genotipo, no son suficiente como para justificar la creación de un nuevo género.

El mencionado mamífero pertenece al Casamayorensis (Eoceno inferior), lo que permite asignar dicha edad a los sedimentos terciarios del grupo inferior.



El superior y los llamados “horizontes superiores” por Lucero, quizás pueden homologarse a lo que Gross (6) denominó Estratos de Los Llanos, dado que dicho autor en la obra citada al hablar de éstos dice que están constituídos por “areniscas muy calcáreas, duras, de componentes bastante gruesos, poco redondeados, autóctonos y hasta un banco puramente calcáreo” (op. cit. pág. 109). Esta descripción concuerda casi totalmente con las características litológicas que presenta el grupo superior aquí descrito, no sucediendo lo mismo con los sedimentos integrantes del inferior y en uno de cuyos bancos se encontró *Eohyrax rusticus* Ameghino.

Además si bien no ha sido observada ninguna discordancia entre los dos grupos diferenciados —aún cuando se supone la existencia de la misma entre ellos (12)— es notable el hecho ya apuntado anteriormente de que el aporte litológico en el grupo inferior provenga totalmente del área granítica y no se hallen en el mismo restos de rocas ni minerales metamórficos. En cambio, sí se encuentran restos de rocas metamórficas en el grupo superior y en los “horizontes superiores” citados por Lucero para Casa Grande.

Esto parece indicar una variación de las condiciones geológicas del área en estudio, mientras se producía la depositación de los sedimen-

tos terciarios, lo que puede atribuirse al ascenso de la Sierra Chica con posterioridad al eoceno (12).

Resumiendo, los autores proponen denominar *Estratos de Cosquín* de edad Eocena inferior, a la parte más baja del complejo sedimentario terciario aflorante en el valle de Punilla entre Santa María y Cosquín. Por otra parte, se reserva (hasta tanto no se posean mayores estudios al respecto) el nombre de *Estratos de Los Llanos* —de acuerdo a lo expuesto por Gross— para el grupo superior (y los “horizontes superiores” de Lucero), del citado complejo.

Agradecimiento.

Agradecemos a nuestros colegas de la C.N.E.A. las sugerencias recibidas para la ejecución de este trabajo, como asimismo la colaboración prestado por los mismos durante las tareas de campo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. BEDER, R. 1922. *Estudios geológicos de la Sierra de Córdoba*. Minist. Agric. Nac., Dir. Min. y Geol., Bol. 33 B.
2. BODENBENDER, G. 1905. *La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación*. Anal. Minist. Agric. Secc. Geol., Miner. y Minería, I, 2ª ent.
3. — 1912. *Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes*. Anal. Minist. Agric. Secc. Geol., Miner. y Minería, VIII, 3.
4. — 1929. *Triásico y Terciario en la falda oriental de la Sierra de Córdoba*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXXI, 73-139.
5. GRANERO HERNÁNDEZ, A. 1958. *Breve información acerca del yacimiento “Rodolfo” y plan de labores proyectadas*. C.N.E.A. (inédito).
6. GROSS, W. 1947. *Cuadro tectónico del valle de Punilla*, Rev. Asoc. Geol. Arg., III, 2.
7. LINARES, E. y A. J. TIMONIERI, 1960. *Informe preliminar geológico-minero del yacimiento “Rodolfo”, Cosquín, Córdoba*. C.N.E.A. (inédito).
8. PASTORE, F. 1932. *Hoja 20 i del mapa geológico de la Argentina*. Minist. Agric. Dir. Min. y Geol., Bol. 36.
9. RASSMUS, J., 1916. *Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas*. Minist. Agric. Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Bol. B, 13.
10. RIMAN, E., 1918. *Estudio geológico de la Sierra Chica entre Ongamira y Dolores*. Pol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXIII, 2ª ent.
11. SCHLANGINTWEIT, O., 1954. *Una interesante dislocación en Potrero de Garay (Valle de Calamuchita) y observaciones sobre las sierras Chica y Grande de Córdoba*. Rev. Asoc. Geol. Arg., IX, 3.
12. TIMONIERI, A. J. y E. LINARES, 1960. *Contribución al conocimiento de algunos aspectos estratigráficos y tectónicos, en el área del yacimiento “Rodolfo”, Cosquín, Córdoba*. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, San Juan.
13. WINDHAUSEN, A., 1931. *Geología Argentina*. 2ª parte. J. Peuser, Buenos Aires.

B) PARTE PALEONTOLOGICA

Por R. PASCUAL

I. ANTECEDENTES

En nuestro territorio fuera de Patagonia las formaciones cenozoicas eógenas mamalíferas están muy pobremente representadas, y todas ellas parecen ser casi exclusivamente del Oligoceno. Estas formaciones se encuentran representadas en las provincias de Mendoza y Corrientes. En Mendoza por la Formación Divisadero Largo, cuya localidad típica se encuentra ubicada a unos 8 km al oeste de la ciudad capital. Después de los primeros hallazgos de mamíferos realizados allí por el señor Adrián Luis Leal en 1936, los diversos investigadores que se ocuparon del estudio geológico regional (Chiotti, 1946) o del estudio de los pocos restos de vertebrados hallados (Cabrera *vide* Chiotti, 1946), Rusconi, 1946 *a, b, y c*, Minoprio, 1947 y Simpson y Minoprio, 1949) determinaron su edad terciaria eógena; Rusconi la refirió al Oligoceno, probablemente de edad Deseadense, y Simpson y Minoprio como indudablemente Deseadense, perfectamente correlacionable con la Formación Deseado (Deseadense o Piroterienense), esto es, Oligoceno inferior.

La presencia de sedimentos eógenos con restos de mamíferos en Corrientes fue dada a conocer por J. Podestá en 1899, sobre la base del hallazgo en Curuzú Cuatiá de un Mesotheriidae que denominara *Ameghinotherium curuzucuatiense*. Este mesotérico fue referido ulteriormente por C. Ameghino (1914) a *Trachytherus*, una de las formas más características de la Formación Deseado de Patagonia. Sin embargo, Patterson (Cf. Martínez, 1958, pp. 39-40) reconoció ciertos caracteres distintivos que avalan su separación en un género distinto, pero invalidando la nueva familia Ameghinotheriidae creada por Podestá para incluir esta nueva forma, por resultar a su juicio inseparable de la subfamilia Trachytheriinae Simpson, 1945. Podestá eligió como localidad típica la cuenca del arroyo Castillo, llamando a dichos terrenos con el nombre de "Horizonte Castellense" (*nec* Kraglievich, 1934). Kraglievich (1934) parece haber reconocido ya en *Ameghinotherium* ciertos caracteres avanzados respecto a *Trachytherus*, por lo que cronológicamente ubicó al Castellense (*sic*) entre la Formación

Deseado (Oligoceno inferior) y Formación Colhué-Huapí (Oligoceno superior) ¹.

Tales serían en síntesis las formaciones extra-patagónicas de nuestro país asignadas al Eógeno, con restos de mamíferos, citadas hasta la fecha en la literatura especializada.

En la Sección Paleozoología del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" existe una colección de una fáunula de mamíferos coleccionados por Alejandro Bordas en sedimentos aflorantes poco al oeste de las Salinas El Diamante, Departamento de San Rafael, Mendoza; tales restos son estudiados por la Dra. Noemí V. Cattoi, quien me ha informado que corresponderían a una formación geológica cronológicamente correlacionable con la Formación Río Chico (Paleoceno medio a superior), probablemente con sus términos superiores.

Los descubrimientos de formaciones geológicas del Eógeno con restos de mamíferos fósiles en los demás países del continente sudamericano, han sido escasos y relativamente importantes hasta hace muy pocos años. Los más significativos son aquellos del Paleoceno de San José de Itaboraí, Estado de Río de Janeiro, Brasil, de donde se exhumaron importantes colecciones de vertebrados, especialmente de mamíferos. Abundantes descripciones sobre las condiciones geológicas de este yacimiento fosilífero (Price y Paula Couto, 1946 *a*, 1946 *b* y Paula Couto, 1948) y sobre su contenido faunístico (Price y Paula Couto, 1946 *a*, 1946 *b*, Paula Couto, 1952 *a*, 1952 *b*, 1952 *c* y 1952 *d* y 1954 *a*, 1954 *b*) han permitido establecer interesantes interpretaciones sobre la distribución de los primeros mamíferos cenozoicos que poblaron el continente sudamericano.

Los yacimientos conocidos del Eógeno en los territorios de otros países sudamericanos son, por cierto, menos importantes y numerosos, y en la mayoría de los casos de muy dudosa asignación a los primeros períodos del Cenozoico.

En Colombia se han realizado últimamente (ver especialmente Stirton, 1953) importantes hallazgos de vertebrados terciarios en diversas entidades estratigráficas, una de las cuales, conocida como Formación Mugrosa, ha aportado el resto de un molar inferior determinado como de un *Albertogaudryinae*; la presencia de este *Astrapotheria*, sumado a

¹ Una completa información sobre los caracteres geológicos, posición estratigráfica y cronológica puede obtenerse en la tesis de C. G. M. Martínez (1958). Al autor debo importantes datos aquí consignados, además de la amabilidad de facilitarme su tesis para consulta.

los de algunos restos del extraño cocodrilo *Sebecus*, ha permitido reconocer para esta formación una edad equivalente al Eoceno superior (Stirton op. cit.). Escasos restos de mamíferos, asociados a otros vertebrados, hallados en las denominadas Formación "Tuné" (Stirton, 1946), Grupo Honda (Stehelin, 1939 [Fide Simpson, 1940] Stirton, op. cit.) y en una arcillas, probablemente correlacionables con la primera de estas formaciones (Stirton, 1953), señalan también la presencia en Colombia de una asociación faunística Descadana y aún Pan-Santacruziana (en el sentido de Simpson, 1940), comparable a la de nuestras Formaciones Descado y Colhué-Huapí de Patagonia.

El único resto de mamífero citado para el Eógeno de Perú es *Griphodon peruvianus*, descrito primeramente (Anthony, 1924) como un probable *Perissodactyla*, pero perteneciente a un *Pyrotheria* (Patterson, 1942) más avanzado que *Carolozittelia* de la Formación Casamayor (Eoceno inferior) y menos que *Pyrotherium* de la Formación Deseado (Oligoceno inferior), en cierta forma afín a *Propyrotherium* de la Formación Musters (Eoceno superior).

De Uruguay se conoce el resto de un paquiruco, *Propachyrucos shiaffinoi*, descrito por L. Kraglievich en 1932, exhumado del Santaluciense de Kraglievich, del Departamento de Canelones. Tal resto señala para esta formación geológica una edad probablemente no más antigua que la de Deseado (Oligoceno inferior).

Todos estos hallazgos de restos mamíferos, pertenecientes a los más antiguos conocidos del continente, arrojan poca luz a la búsqueda solución del problema sobre el probable origen de estos vertebrados superiores sudamericanos. En todos los casos no son tan antiguos para informarnos en forma concreta sobre su filiación; en algunos casos los datos anatómicos aportan suficientes elementos de juicio para establecer en una forma general las relaciones filéticas, pero para muchos en el enorme hiato que precede al tiempo geológico del hallazgo más antiguo se encuentran inhumados los documentos de los primeros procesos biológicos evolutivos que condujeron a la diferenciación de los peculiares mamíferos sudamericanos "autóctonos". Los hallazgos del Terciario más inferior del Norte de América del Sur, y en particular los de Colombia, poco más ilustran sobre la pretendida dispersión en este continente de algunos de los predecesores norteamericanos de muchos "phyla".

No obstante, este estado del conocimiento mantiene siempre abierta la posibilidad del hallazgo de esos elementos faunísticos primarios, que permitirían reconstruir la historia de la vida de nuestros primeros mamíferos.

Mientras tantos muchos otros problemas derivados acicatean nuestra curiosidad, por lo que todo nuevo hallazgo fuera de las clásicas localidades conocidas adquiere siempre una significación relativamente importante, ya que habilita una nueva ocasión para conocer detalles de la dispersión, evolución y correlación de las faunas de mamíferos del Cenozoico inferior sudamericano. Aún con el más reducido y subordinado criterio estratigráfico sus restos permitirán datar más certeramente formaciones geológicas inciertas, establecer sus correlaciones, y aun datar los acontecimientos diastróficos que las hayan afectado. Tal es el aporte que hace el primer hallazgo en Córdoba de un fragmentario, pero interesante, resto perteneciente a una de las más antiguas y primitivas familias de mamíferos notoungulados, que aquí se describe ¹.

II. SISTEMÁTICA Y DESCRIPCIÓN

Orden NOTOUNGULATA Both, 1903

Suborden TOXODONTA Scott, 1904

Familia **ARCHAEOHYRACIDAE** Ameghino, 1897

Eohyrax rusticus Ameghino, 1901

Según Simpson (1936, p. 87) Ameghino (1901) describió originalmente a *Eohyrax* con dos especies sin designar el genotipo. Sin embargo este autor al describir *Eohyrax rusticus* lo hizo con la indicación de "n. g., n. sp." lo cual explícitamente es una designación original, así reconocido modernamente por la Reglas Internacionales de la Nomenclatura Zoológica, Art. 30a, Opinión 7. Pero Ameghino, tal como fue su costumbre, no señaló el ejemplar tipo de la especie. La descripción original la hizo sobre molares o molar superior, y una porción mandibular con los molares 4 a 6 de su nomenclatura, i. e., p_4 - m_2 . Actualmente en la "Colección Ameghino" del Museo Argentino de Ciencias Naturales ² se encuentran separados y rotulados como de

¹ Invitado por el doctor Pedro Stipanovic, de la C.N.E.A., en noviembre de 1959, acompañado por el alumno Jorge Zetti, visité los afloramientos donde se realizó el hallazgo y otros del Cuaternario de localidades próximas. A él y a los doctores Carlos Friz, Américo Timonieri y Carlos A. Rinaldi debo mi reconocimiento por su valiosa colaboración.

² Mucho agradezco a la doctora Noemí V. Cattoi por facilitarme la consulta del material de esta colección.

Eohyrax rusticus una serie de piezas que no corresponden en su totalidad a las mencionadas por el autor. Un molar superior, probablemente M^3 , en parte responde a los caracteres del indicado como M^5 (M^1) por Ameghino, quizá pueda corresponder a uno de los sintipos¹. Tampoco el trozo mandibular que menciona Ameghino se encuentra entre ellos y en su lugar hay una serie de molares inferiores pertenecientes a individuos distintos, cuya asignación a esta especie es difícil de establecer², ya que no resulta claro cuál o cuáles de ellos pudieron servir a Ameghino, además de la porción mandibular extraviada, para señalar los caracteres diagnósticos; todos responden, en alguna forma, a la descripción original, de manera que he tomado de ellos, para la comparación, un m_3 derecho, implantado en una pequeña porción de la rama mandibular; lleva, como todos los demás, el número 10777, que se les diera en la oportunidad que G. G. Simpson hiciera años atrás la revisión del material de mamíferos del Terciario inferior de Ameghino³.

Material asignado. — Trozo posterior de rama mandibular derecha, con la porción radicular posterior del m_2 y m_3 completo.

M.L.P. n° 59-XI-9-1.

Horizonte y localidad. — “Grupo inferior de los Estratos de Cosquín”, de edad Casamayorana (Eoceno inferior). Ladera occidental de la Sierra Chica, Cosquín, Córdoba.

Descripción. — La pieza corresponde a la porción posterior de la rama horizontal derecha de la mandíbula, con la raíz de la rama ascendente, el m_3 completo implantado y la porción radicular posterior del m_2 .

El m_3 es un diente de corona relativamente alta, con una tendencia al hipsodontismo; el trigónido es corto, con el lófido para-protocónido

¹ No se trata del mismo molar mencionado por Ameghino, que figurara en 1904 *b*, porque además de ser éste izquierdo y no derecho, como el que se observa, son, respectivamente, M^1 o M^2 y M^3 .

² En la misma caja rotulada como *Eohyrax rusticus* hay, además, un trozo mandibular derecho con la parte posterior del m_2 y el m_3 completo, pertenecientes muy probablemente a un *Notostylopidae* indet.

³ He requerido información sobre este material al doctor Simpson y se me ha informado de su temporal ausencia en Harvard. A la espera de los resultados de esta revisión, ya dada a conocer en su primera parte (Simpson, 1948), he considerado conveniente no designar un lectotipo en la seguridad de que este eminente investigador norteamericano debe haberlo hecho.

transverso y el metalófidio oblicuo; el primero es transversalmente más corto, más angosto y más bajo que el segundo. El paracónido es muy reducido, relativamente mediano y notablemente más bajo que el metacónido y el protocónido.

El talónido, como en todos los Archaeohyracidae, se encuentra superiormente aislado del trigónido, y sólo se establece su contacto en la porción basal, de manera que aparecen unidos solamente en los estados más avanzados de desgaste; en este caso aun permanecen sin unirse (fig. 1). El hipolófidio tiene forma de media luna, con un surco vertical posterior, que marcaría la separación del hipocónido del hipoconúlido. El entocónido, como en todos los miembros de esta familia, es muy ensanchado ántero-posteriormente, pero se dispone oblicuamente hacia adelante, en lugar de ser tan transversal como en la generalidad de los Toxodonta; es de sección perfectamente circular, con un istmo que lo une al extremo posterior de la media luna del talónido y en contacto anteriormente con la columna del metacónido; una cresta en forma de zócalo bajo lo une interiormente al hipoconúlido.

En todos los integrantes de esta familia el aspecto de los molares varía considerablemente con la marcha del desgaste, y aun son notablemente variables individualmente en muchos detalles. Por tal razón es frecuente que al comparar dos molares homólogos en estado distinto de desgaste aparezcan ciertas diferencias morfológicas aparentes. Entre los ejemplares rotulados como de *Eohyrax rusticus* de la "Colección Ameghino" del Museo Argentino de Ciencias Naturales hay un m_3 , n° 10777, M.A.C.N. (Lám. I, *a* y *c*), que muestra estrechas afinidades estructurales con el mismo molar de Córdoba; ciertas diferencias parecen ser casi seguramente debidas a que este último se encontraba en estado de desgaste más avanzado, y otras que, con lo que conocemos de su variación, interpreto como individuales. El ejemplar M.A.C.N. n° 10777 presenta el surco entocónido-hipoconúlido como una incisión en la cara interna que no alcanza hacia arriba la superficie de masticación; de tal manera visto el molar desde su cara superior el entocónido presenta su cara interna en forma continua hacia su unión con el hipoconúlido; recién comienza a insinuarse una suave penetración, que en los estados más avanzados de desgaste alcanzaría el surco o incisión hasta formar el estrangulamiento interno que conforma el istmo posterior del entocónido, tal como aparece en el ejem-



Fig. 1. — *Eohyrax rusticus* Amegh.
M. L. P. No 59-
XI-9-1. Vista coronaria de m_3 .

plar de Córdoba (Lám. I b y fig. 1). Otro de los ejemplares de la "Colección Ameghino", rotulado como de *Eohyrax rusticus*, por el contrario, presenta esta incisión en forma de surco entocónido-hipoconúlido con un desarrollo vertical completo, y con un estilo basal como el que aparece en *Degonia Kollmanni* Roth. Tal debió ser el caso del ejemplar de Córdoba, donde la usura llegó a afectar a ese estilo de manera que ha quedado transformado en una cresta que une la cara postero-interna del entocónido con el hipoconúlido. En el m_3 del ejemplar de Córdoba no existe ya el pozo ubicado en la mitad del metalófilo, que aparece en los ejemplares de *Eohyrax rusticus* poco desgastados y en *Degonia Kollmanni*, seguramente desaparecido por la acción del desgaste dada su escasa profundidad.

Así interpretadas las diferencias apuntadas, no justifican la separación de este fragmentario ejemplar de Córdoba del género *Eohyrax*; aún resulta difícil del análisis reconocer en esta forma una especie distinta de *E. rusticus* Amegh.; sin embargo, es posible que material más completo obligue a reconocer a la especie de Córdoba distinta del genotipo, pero mientras no se conozca tal material, considero tentativamente conveniente determinarlo como de esa misma especie.

Cuadro de medidas (en mm).

Altura de la rama horizontal (cara externa) bajo el lóbulo anterior de m_3 ...	12,6
Ibidem, sobre la cara interna	14,5
Diámetro antero-posterior del m_3 (en el cuello)	3,3
Diámetro transverso máximo del trigónido del m_3	4,2
Diámetro transverso máximo del talónido del m_3	4,3

III. CONSIDERACIONES GENERALES

La gran antigüedad que Ameghino (ver espec. 1906) atribuyera a las formaciones mamalíferas más viejas de Patagonia, fue una de las causas determinantes de sus equivocadas generalizaciones sobre el origen de los mamíferos. Efectivamente, ciertas semejanzas morfológicas entre los más antiguos mamíferos de Patagonia con los de otros continentes, especialmente con muchas formas holárticas, fueron por él interpretadas como debidas a verdaderas relaciones filogenéticas, en lugar, como se admite a la luz de los conocimientos modernos, de ser debidas a uno de los más notables casos de homoplasia conocidos. Siendo para él del Cretácico superior los restos de mamíferos sudamericanos más antiguos, no dudó en establecer en una forma general

que Patagonia fue la cuna y centro de dispersión de todos los tipos primitivos. Así lo estableció explícitamente para los ungulados, admitiendo que tal dispersión no pudo realizarse por la vía de América del Norte — desvinculada geográficamente entonces de nuestro continente — y que debió hacerse a través del Atlántico y por sobre las tierras hoy desaparecidas que ponían en comunicación la parte oriental de América del Sur con Africa occidental, esto es, por el *Archaeollenis* de von Yhering. Tales prejuicios rigieron su investigación, ya que, en parte, fue orientada a determinar los tipos ancestrales sudamericanos de cada uno de los grupos de mamíferos que poblaron o pueblan en la actualidad las diversas comarcas de la tierra. De tal suerte creyó reconocer que los Hyracoidea — actualmente restringidos en su distribución a Africa oriental y Sudoeste de Asia — hicieron su aparición en las capas de *Notostylops*, Cretácico superior de su interpretación cronológica, representado por varios géneros, de los cuales el más característico es *Oldfieldthomasia*; los Archaeohyracidae, a los que pertenece *Eohyrax* como uno de los géneros más antiguos y primitivos, constituyeron — según Ameghino — una rama desprendida tempranamente de ese tronco común, y los últimos en extinguirse, con formas finales que llegaron hasta las capas con *Pyrotherium*, última entidad estratigráfica de su Formación Guaranítica, de edad Cretácica superior. De esos pretendidamente primitivos Hyracoidea se habrían originado, *via* Notohippidae, los “Hippoidea” (= Equoidea).

Actualmente danse por probadas que tales relaciones de descendencia no son reales y que las semejanzas apuntadas por Ameghino, si bien existen, son en verdad producto de convergencia o paralelismo entre grupos sin relación filogenética o muy distantemente relacionados.

Así, los Archaeohyracidae deben considerarse como uno de los grupos de ungulados sudamericanos — Notoungulata — constituyentes especializados de un tipo estructural generalizado, ancestral a los demás difundidos y diversificados Toxodonta que los sucedieron. Forman parte, pues, de uno de los grupos de mamíferos más conspicuos que se diferenciaron en Sudamérica, muy probablemente a partir de los más primitivos Condylarthra, constituyentes esenciales, y más seguramente probados, de aquel “stock” inmigrante del continente norteamericano, que Simpson (1950) ha denominado “viejos inmigrantes”, cuyo arribo a nuestro continente, indeterminado certeramente, debió realizarse a fines del Cretácico o comienzos del Cenozoico.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. AMEGHINO, F. 1899. *Sinopsis geológico-paleontológica de la República Argentina*. Suplemento. La Plata.
 - 1901. *Notices préliminaires sur les ongulés nouveaux des terrains créta-cés de Patagonie*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, vol. 16, pp. 350-426. Buenos Aires.
 - 1902. *Notices préliminaires sur des mammifères nouveaux des terrains créta-cés de Patagonie*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, vol. 17, pp. 5-70. Buenos Aires.
 - 1904a. *Nuevas especies de mamíferos cretáceos y terciarios de la República Argentina*. Anal. Soc. Cient. Arg., Buenos Aires, vol. 17, pp. 162-175, 327-341; vol. 18, pp. 35-41, 56-71, 182-192, 225-240, 241-291.
 - 1904b. *Recherches de morphologie phylogénétique sur les molaires supérieures des ongulés*. Anal. Mus. Nac. Buenos Aires, vol. 9 (Ser. 3a, vol. 3) pp. 1-541.
 - 1906. *Les formations sédimentaires du cretacé supérieur et du tertiaires de Patagonie avec une parallèle entre leurs faunes mammalogiques e celles de l'ancien continent*. Anal. Mus. Nac. Buenos Aires, vol. 15 (Ser. 3a., vol. 8), pp. 1-562.
2. ANTHONY, H. E. 1924. *A new fossil peryssodactyl from Perú*. Amer. Mus. Nov., Nº 111.
3. CHIOTTI, O. 1946. *Estratigrafía y tectónica del Oeste de la Ciudad de Mendoza y Las Heras*. Tesis doctoral inédita de la Fac. Cienc. Exact. y Nat., Univ. Nac. de Córdoba.
4. KRAGLIEVICH, L. 1932. *Nuevos apuntes para la geología y paleontología uruguayas*. Anal. Mus. Hist. Nat. Montevideo, ser. II, t. III, entr. 3a., 65 p., Montevideo.
 - 1934. *La antigüedad pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal, deducida de su comparación con las que le precedieron y sucedieron*. Imprenta "El siglo ilustrado", 136 p., Montevideo.
5. MARTÍNEZ, C. G. M. 1958. *Observaciones geológicas en Curuzú-Cuatiá (Prov. de Corrientes) y alrededores*. Tesis doctoral inédita Fac. Cienc. Exact., Fis. y Nat., Univ. Nac. de Córdoba.
6. MINOPRIO, J. 1947. *Fósiles de la Formación del Divisadero Largo*. Anal. Soc. Cient. Argent., vol. 144, pp. 365-373.
7. PATTERSON, B. 1942. *Two Tertiary Mammals from Northern South America*. Americ. Mus. Novit., Nº 1173, pp. 1-7.
8. PAULA COUTO, C. DE. 1948. *Sobre a Ydade do Depósito Calcáreo Fossilífero de Ytaborai, Estado do Rio do Janeiro*. Mineração e Metalurgia, vol. XII, Nº 72, pp. 293-295. Rio do Janeiro.
 - 1949. *Novas observações sobre a Paleontologia e Geologia do Depósito Calcáreo de São José de Itaborai*. Not. Prel. e Est., Dir. de Geol. e Miner. de Depart. Nac. de Prod. Min., Nº 49, pp. 1-14. Rio do Janeiro.

- 1952a. *Fossil mammals from the beginning of the Cenozoic in Brazil: Marsupialia: Polydolopidae*. Amer. Mus. Nov., n^o 1559, pp. 1-27.
 - 1952b. *Fossil Mammals from the beginning of the Cenozoic in Brazil. Marsupialia: Didelphidae*. Amer. Mus. Nov., n^o 1567, pp. 1-26.
 - 1952c. *Fossil Mammals from the beginning of the Cenozoic in Brazil. Notoungulata*. Amer. Mus. Nov. N^o 1568, pp. 1-16.
 - 1952d. *Fossil Mammals from the beginning of the Cenozoic in Brazil, Condylarthra, Litopterna, Xenungulata and Astrapotheriæ*. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., vol. 99, pp. 355-394, figs. 1-3, pls. 32-43. New York.
 - 1954a. *On a Notostylopid from the Paleocene of Itaboraí, Brazil*. Amer. Mus. Novit., N^o 1693.
 - 1954b. *Fossils mammals, from the Palaeocene of Brazil (Resume) Congr. Geol. Intern. Compt. Rend. Dix-Neuvième Sess., Alger., 1952*.
9. PODESTÁ, F. 1899. "Un nuevo fósil, el *Ameghinotherium curuzucuatense*". La Escuela Positiva, C. V., pp. 1-3.
10. PRICE, L. y DE PAULA COUTO C. 1946a. *Vertebrados fósseis do Eoceno inferior de Itaboraí*. Not. Prel. e Est., Div. de Geol. e Min. de Depart. Nac. de Prod. Min., N^o 31. Rio do Janeiro.
- 1946b. *Vertebrados terrestres do Eoceno na bacia calcarea de Itaboraí*. (Resumo de tese apresentada do II Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geología realizado no Rio do Janeiro em Outubro de 1946). Mineraria e Metal., vol. XI, N^o 64, pp. 212-213. Rio do Janeiro.
 - 1950. *Vertebrados terrestres do Eoceno na bacia calcárea de Itaboraí*. An. Seg. Congr. Pan. Amer. Eng. Min. e Geol., Rio do Janeiro, vol. 3, pp. 142-173.
11. RUSCONI, C. 1946a. *Nuevo mamífero fósil de Mendoza*. Bol. Paleont. Buenos Aires, N^o 20, 2 p.
- 1946b. *Ave y réptil oligocenos de Mendoza*. Bol. Paleont. Buenos Aires, N^o 21, 3 p.
 - 1946c. *Algunos mamíferos, réptiles y aves del Oligoceno de Mendoza*. Rev. Soc. Hist. Geogr. de Cuyo (Mendoza), Vol. 2, pp. 1-37.
12. SIMPSON, G. C. 1936. *Nota sobre los mamíferos más antiguos de la Colección Roth*. Obr. Cincuent. del Mus. La Plata, t. II, pp. 63-94.
- 1940. *Review of the mammal-bearing Tertiary of South America*. Prod. of the Amer. Phil. Soc., vol. 83, N^o 5, pp. 649-709.
 - 1947. *A new Eocene Marsupial from Brazil*. Amer. Mus. Nov., N^o 1357.
 - 1948. *The beginning of the age of mammals in South America*. Part. I, Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., vol. 91, atr. 1, pp. 232.
 - 1950. *History of the fauna of Latin America*. Amer. Scientist, vol. 38, pp. 361-389.
13. SIMPSON G. C. y MINOPRIO, J. L. 1949. *A new Adiantine Litoptern and associated mammals from a Deseadan faunula in Mendoza, Argentina*. Amer. Mus. Nov., N^o 1434, pp. 1-27.
14. STEHLIN, H. G. 1939. *Ein Nager aus dem Miocaem von Columbien*. Eclogæ Geol. Helv., XXXII, pp. 178-183.

15. STURTON, R. 1946. *The first Lower Oligocene fauna from Northern South America*. *Minist. Min. y Petrog., Ser. Geol. Nac., Comp. de los Estud. Geológ. ofic. en Colombia*, vol. 7, pp. 325-340.
- 1953. *Vertebrate paleontology and continental stratigraphy in Columbia*. *Bull. of the Geol. Soc. Amer.*, vol. 64, pp. 603-622.

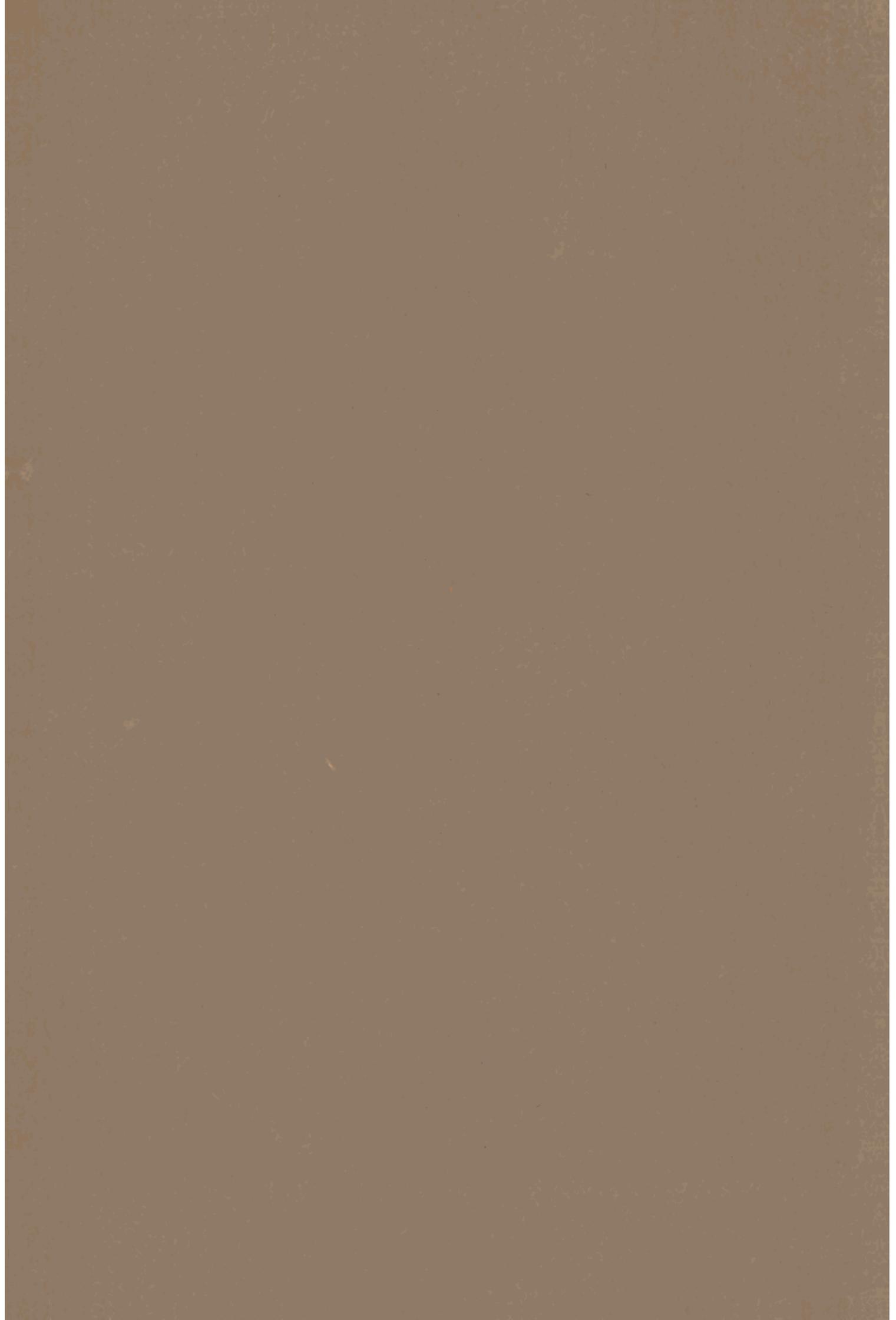
Manuscrito recibido Marzo 1961.

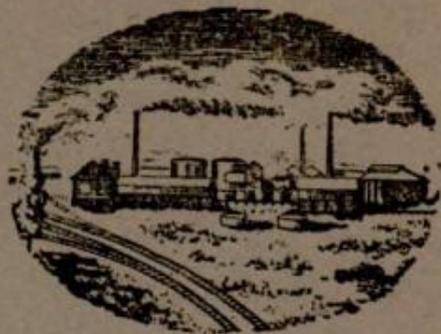
INDICE ALFABETICO DEL TOMO XV

AMOS, A. J., Algunos Chonetacea y Productacea del carbonífero inferior y superior del sistema de Tepuel. (Prov. de Chubut)	81
CASAMIQUELA, R. M., El hallazgo del primer elenco (Icnológico) jurásico de vertebrados terrestres de Latinoamérica (noticia).....	5
KJELLESVIG-WAERING, E. N., Nota sobre la presencia de un Eurypterideo en el Devónico inferior de la Argentina	109
KRAGLIEVICH, J. L., Un nuevo roedor octodóntido del eocuartario de Salinas Chicas (Prov. de Buenos Aires)	15
LINARES, E., TIMONIERI, A. J. y PASCUAL R., La edad de los sedimentos Terciarios del valle de Pubilla, Prov. de Córdoba, y la presencia de <i>Eohyrax rusticus</i> Ameghino en los mismos.....	191
NOTA BIBLIOGRÁFICA.....	115
PASCUAL, R., ver LINARES, E.....	191
PERROT, C. J., Estudio geológico de las inmediaciones del paraje «El Molle» Departamento Tehuelches. (Prov. de Chubut).....	53
POLANSKI, J., Cenoglomerado del Quemado (Prov. de Mendoza).....	159
QUARTINO, B. J., Acerca de una tanguanita de Iruya (provincia de Salta) y de las rocas alcalinas del noroeste argentino	145
TIMONIERI, A. J., ver LINARES, E.....	191
VALVANO, J. A., 1922-1960.....	113
VILELA, C. R., Algunos rasgos particulares de la geología de Iruya (Salta-Jujuy).....	119
ZARDINI, R. A., Serpentinitas de la mina «La Mendocina» Uspallata (Mendoza)	43
ZARDINI, R. A., Esquisto talco-actinolítico en la mina «Sol de Mayo» (Mendoza).....	181

ESTA ENTREGA SE TERMINÓ DE IMPRIMIR EL 22 DE DICIEMBRE DE 1961

Los presentes números 3 y 4 del Tomo XV se editan con el subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Instituto que no se hace responsable del contenido de los mismos





Medio Siglo de vida argentina

1911... Con el primer cargamento de nafta y keroseno traído a bordo del velero "Hall", comienzan las actividades de la que luego sería la actual Esso Sociedad Anónima Petrolera Argentina,

1961... En el año de su Cincuentenario, Esso Sociedad Anónima Petrolera Argentina siente la satisfacción de haber recorrido un largo camino de realizaciones al servicio del progreso de la República y del bienestar de sus habitantes. Y lo celebra con el lema que es expresión de propósitos: "Si es importante lo hecho, más importante es lo por hacer".



ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente*: DR. HORACIO H. CAMACHO; *Vicepresidente*: DR. ANGEL V. BORRELLO; *Secretario*: DR. CARLOS O. LATORRE; *Tesorero*: DR. CARLOS A. MENÉNDEZ; *Vocales*: DR. ARTURO J. AMOS, DR. PEDRO GARCÍA VIZCARRA Y DR. BERNABÉ QUARTINO; *Vocales suplentes*: DR. ENRIQUE LINARES Y DR. HÉCTOR J. PÉNDOLA.

SUBCOMISION DE LA REVISTA: DR. CARLOS A. MENÉNDEZ, DR. BERNABÉ QUARTINO Y DR. ARTURO J. AMOS.

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 incluidas 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

PERU 222, Buenos Aires (Rep. Argentina)

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos, debe ser dirigida a

LIBRART S. R. L., CORRIENTES 127, Buenos Aires

Representante y distribuidor exclusivo para toda la República Argentina y el exterior.