

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

NUESTRA PRIMERA DÉCADA	5
OSCAR J. RUIZ HUIDOBRO, Tectónica de las Hojas Chicoana y Salta ..	7
ANGEL V. BORBELLO, Los conglomerados del cerro Punta Negra al Oeste de Jagüé (Provincia de La Rioja)	44
PEDRO N. STIPANICIC, Aclaración sobre las <i>Dipteridaceae</i> de Barreal (Provincia de San Juan) y la repartición geológica de los géneros de esta familia	54
OSVALDO A. REIG, Un nuevo género y especie de "Cenolestinos" del Plioceno de la provincia de Buenos Aires (República Argentina)	60
COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS	72

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1955

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Imprenta y Casa Editora CONI, Perú 684, Buenos Aires

Inscripta en el Registro de la Propiedad Intelectual bajo el número 340.992

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO X

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1955

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo X

Enero de 1955

Nº 1

NUESTRA PRIMERA DÉCADA

Cumple la ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA su décimo año de existencia. Los fines que motivaran su creación han sido ampliamente logrados; ha reunido en una sola familia a todos los cultores de las Ciencias Geológicas que actúan en el país y, a través de la publicación de su REVISTA, ha realizado una obra positiva en favor del adelanto científico nacional.

Es, así, por demás satisfactorio declarar, en esta circunstancia, que la realidad que vive nuestra Asociación es el fruto de esfuerzos sumados en el mismo sentido y generados en el mismo amor por la ciencia que palpita en los geólogos argentinos.

Se advertirá, cuando se historicie el desarrollo de nuestra geología, la estrecha coincidencia entre la fecha en que la sociedad que nos reúne fué creada y la iniciación, en nuestro medio, de investigaciones geológicas en gran escala. El éxito alcanzado se debe, pues, al momento propicio en que naciera por la decidida acción de algunos colegas que llevaron a la práctica una iniciativa entonces flotante en el ambiente.

Muchas y valiosas han sido en estos diez años, tanto en lo material como en lo científico, las contribuciones aportadas por los miembros de la Asociación; muchas más serán, sin duda, las que en el futuro vendrán a consolidar la posición y el prestigio

de que ella actualmente goza. La actual Comisión Directiva, al agradecer a todos y a cada uno de los asociados lo cumplido en esta etapa, hace sus más sinceros votos por que los próximos años vean definitivamente cimentada una bella obra hoy en marcha.

TECTONICA DE LAS HOJAS CHICOANA Y SALTA

Por OSCAR J. RUIZ HUIDOBRO

RESUMEN

En las Hojas *Chicoana* y *Salta* se describen las siguientes formaciones: 1) *Basamento*: filitas, pizarras, etc., intruída por un "stock" de granito milonítico, localizado al sudoeste de Cachi; 2) *Formación Mojotoro*: lutitas, ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas con trilobites y graptolites del Ordovícico Inferior y medio, y "Cruziana"; 3) *Formación Unchimé*: con areniscas subesquistosas y areniscas silíceas, con bancos hematíticos (horizontes ferríferos de Zapla); 4) *Formación Pirgua* ("A. inferiores"): conglomerados, areniscas y areniscas calcáreas; 5) *Horizonte Calcáreo-dolomítico*: con calizas oolíticas, fitogénicas y con gasterópodos; arcillitas y lutitas; 6) *Formación Santa Bárbara* ("M. multicolores"): con arcillitas policromas con restos de insectos y peces, calizas fitogénicas, margas y areniscas; 7) *Formación Carahuasi* ("Terciario Subandino" con "A. superiores"): areniscas de color castaño claro y rojo ladrillo con margas intercaladas; 8) *Formación Jujuy*: conglomerados y areniscas; y 9) *Cuartario*.

Los ciclos diastróficos más notables que han actuado en esta región serían dos. El primer ciclo, referido al Proterozoico, creó la estructura interna del basamento; el segundo ciclo, acaecido en el Terciario y con manifestaciones tardías en el Cuartario, provocó la fracturación y ascenso del basamento en bloques, con la consiguiente destrucción de la estructura de la cubierta sedimentaria, cuyo plegamiento habría comenzado en el Paleozoico Inferior.

El estilo tectónico que caracteriza a la cubierta sedimentaria es el de *anticlinales asimétricos de doble hundimiento* (braquianticlinales) con sus correspondientes anticulminaciones o sinclinales. En la Hoja Chicoana y sierra del Gallo (Hoja Salta), los anticlinales están generalmente volcados hacia el poniente, con sus planos de corrimiento inclinados hacia el naciente, lo que determina, a veces, estructura en escamas. Por el contrario, en la sierra Mojotoro y cerros San Miguel (Cerrillos) la estructura tiene tendencia a quedar volcada hacia el naciente.

Los "pitches" de los anticlinales indican un mayor hundimiento hacia el sur (cerros Bayo, Tintín y Negro; sierra del Gallo, etc.).

La destrucción o conservación de la estructura de plegamiento de la cubierta sedimentaria está supeditada a la posición del basamento. En aquellos casos en que éste alcanza una altura considerable (cerro Malcante, etc.), se infiere la existencia de anticlinales por la presencia de la cubierta sedimentaria cuyos afloramientos se adosan en el frente de corrimiento; mientras que cuando está hundido la estructura se conserva parcial o totalmente (cerros Bayo, Tintín, etc.), según la profundidad a que se encuentre.

INTRODUCCIÓN

La estratigrafía del noroeste argentino ha sido tema de numerosas publicaciones, cosa que no sucede con la estructura, pues son pocos los trabajos que se refieren al particular. Es esta la razón que ha inducido al autor de estas líneas a considerar con cierto detalle la tectónica de las Hojas 8e (Chicoana) y 7e (Salta), relevadas durante los años 1951, 1952 y 1953 con motivo de los estudios de carác-

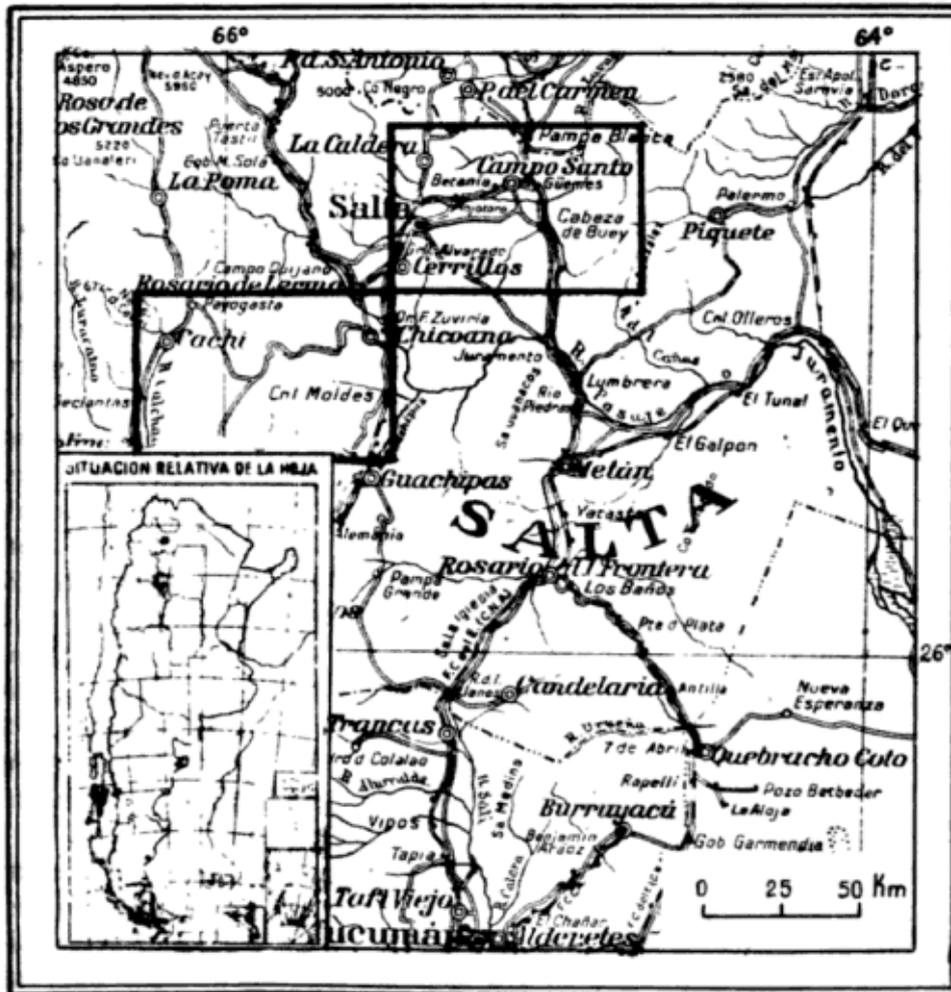


Fig. 1. — Mapa de ubicación de las Hojas 7e (Salta) y 8e (Chicoana).

ter regional, a escala 1:200.000, que realiza el Ministerio de Industria por intermedio de la Dirección Nacional de Minería, a la cual deseo manifestar mi gratitud por haber autorizado la publicación de este trabajo, así como también facilitado su ejecución.

En el relevamiento de la Hoja Chicoana se contó con el magnífico estudio topográfico del extinto don Walter Anz. Sin embargo, no ha sido posible reproducir dicho trabajo en su totalidad, como hubiera sido de desear, pues razones de claridad han exigido, al imprimir el mapa geológico, la eliminación de las curvas de forma.

J. Guivant es el autor de la base topográfica correspondiente a la Sierra del Gallo.

El carácter expeditivo del levantamiento, realizado en forma discontinua y en un tiempo relativamente breve (unos seis meses en total), si se tiene en cuenta que las dos hojas totalizan más de 8.000 kilómetros cuadrados de superficie, nos ha obligado en muchas oportunidades a resolver el problema estructural en base a unas pocas observaciones de campaña, que se han recopilado durante los itinerarios seguidos para recorrer la zona en tan breve plazo. Además, no ha sido posible explicar en todos los casos la tectónica al observar la geología desde la parte más elevada de la sierra —método que facilita mucho la interpretación estructural en este tipo de levantamiento—, pues la vegetación de selva cubre prácticamente casi toda la sierra, en particular la Hoja 7 e (Salta), donde las observaciones quedan restringidas a los afloramientos de las quebradas, que en muchos casos son también inaccesibles. En consecuencia, muchos de los detalles que habrán escapado a nuestra observación podrían ser advertidos en levantamientos regulares a escala mucho mayor que la empleada en este estudio.

I. ESTRATIGRAFÍA

Las formaciones que afloran en esta región, que se extiende desde el tramo medio del río Calchaquí hasta la serranía ubicada al naciente de la depresión Palomitas-Güemes, prolongación sur de la estructura Zapla-Puesto Viejo, han sido compiladas en el cuadro estratigráfico de la página siguiente, donde es posible apreciar la litología que caracteriza a cada una de ellas y las variaciones que presentan tanto en sentido vertical como horizontal.

A continuación se tratará en forma sucinta cada una de estas formaciones, comenzando por la más antigua.

1. *Basamento*. — El basamento está caracterizado, como sucede en el resto de la provincia de Salta, en Jujuy y gran parte de Tucumán y Catamarca, por un reducido número de rocas metamórficas de bajo grado (filitas, pizarras, grauvacas y areniscas arcósicas) que cubren gran parte de la Hoja 8 e (Chicoana), extendiéndose sus afloramientos hasta el tercio occidental de la Hoja 7 e (Salta), límite oriental de esta formación.

El complejo de referencia se destaca en las mayores elevaciones de la Hoja Chicoana, es decir los cerros Malcante (5000 m), Tintín (3700 m), Sunchal (3400 m), Caranchohuasi (3280 m), La Laguna (3110 m), etc.; así como también constituyendo el zócalo de la sierra Mojotoro, unidad morfoestructural en cuyos bordes asoma la cubierta

ordovícica, que a su vez está ausente en la zona de Chicoana. En el borde oriental de los cerros San Miguel (Cerrillos) y en las elevaciones correspondientes a la cuenca imbrífera del río Mojotoro se observan los restantes afloramientos del basamento de la Hoja 7 e (Salta).

En los párrafos precedentes se ha dicho que las rocas predominantes son filitas, pizarras, etc., es decir rocas de granulación muy fina, de textura homogénea y de color gris con tonalidades verdes, azuladas y rojizas más o menos subidas. El clivaje es marcado, predominando la fractura astillosa.

Como un caso de excepción para la zona, estas rocas han sufrido al oeste de Santuario¹ (Cachi) los efectos de un metamorfismo térmico provocado por la intrusión postectónica de un stock granítico, que ha dado lugar en la zona de contacto a la formación de una *filita nodulosa biotítica-cordierítica*. Este plutón discordante ha sufrido efectos de presión, evidentes por la ligera foliación que presenta la roca que ha sido clasificada como *granito milonítico*, donde los componentes minerales son de grano grueso a mediano, presentando la roca un color gris con tono blanquecino, por la abundancia de feldespato. Se observan granos de cuarzo y laminitas de mica clara, junto con prismitas de turmalina que ocupan de preferencia los planos de ruptura de la roca.

Se ha podido estimar con el microscopio que el porcentaje de los componentes minerales es el siguiente: cuarzo, 35 %; feldespato potásico, 30 %; oligoclasa ácida, 20 %; biotita desferrizada, 15 %.

La textura es granular, panalotriomorfa y cataclástica. El cuarzo se presenta de dos maneras: como individuos anhedrales del tamaño del feldespato y como relleno intersticial en estructuras de mortero.

La plagioclasa es notablemente ácida (oligoclasa ácida) y se presenta en cristales muy poco idiomorfos y muy fracturados, maclados, por lo general según Albita-Carlsbad. Son comunes las inclusiones aciculares de apatita y las de una mica secundaria (¿sericita?) que, con sus escamitas de unos 0,5 mm, interrumpen el maclado regular.

El feldespato potásico se presenta en individuos alotriomorfos que se destacan del conjunto; su estado de conservación es bueno. Es común el maclado en arpillera que caracteriza al tipo microclino, con abundantes inclusiones peritéticas rectas.

La mica se presenta en laminillas desferrizadas que han perdido el pleocroísmo. Se observan, no obstante, rastros de pleocroísmo y halos pleocroicos, como consecuencia de la inclusión de cristales pequeñitos de zircón.

¹ Lugar ubicado al sur de Cachi, donde trágicamente perdieron la vida los colegas Roberto F. Camps, Gregorio Gagarín y Eduardo Harispe, que cumplían trabajos de campaña encomendados por el Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia".

Más marcada es la milonitización en otra muestra que se ha recolectado en las inmediaciones del cuerpo principal. Se presenta la roca como una masa homogénea de cuarzo, feldespato y mica clara; es un agregado granular muy fino, de color blanco lechoso, con foliación notable a simple vista. Se destaca un ligero moteado amarillento correspondiente a la mica desferrizada, y prismitas de turmalina de color negro, orientados según la foliación.

Son visibles al microscopio fenoclastos muy fracturados de cuarzo, donde son evidentes los efectos de presión (fracturas) tensionales que determinan la extinción ondulada y fragmentaria, alargados en el sentido de la foliación y en cuyos bordes es frecuente la estructura del tipo pavimentoso. Menos numerosos son los cristales de ortosa, que presentan estructura gráfica. Las bandas de sericita siguen la foliación y envuelven parcialmente los fenoclastos de cuarzo y feldespato, que a su vez están incluidos en una pasta irregular y fina de cuarzo, feldespato y sericita. Son notables los cristales tabulares de turmalina orientados paralelamente a la foliación según su eje mayor.

Las conclusiones a que ha llegado González Bonorino referentes a metamorfismo, cuando estudia las sierras pampeanas de Tucumán y Catamarca, se pueden aplicar en nuestra región de estudio con bastante seguridad.

La naturaleza de las rocas que forman parte del basamento cristalino, suponen que originariamente se depositaron sedimentos pelíticos y semipelíticos, que sufrieron más tarde los efectos de un metamorfismo regional muy débil, de carácter dinamotérmico, que transformó aquellos sedimentos en filitas, pizarras, etcétera.

En esta región, así como también en otras partes de la provincia de Salta, se ha comprobado que la acción dinámica ha sido mayor que la térmica, pues las rocas conservan un aspecto sedimentario primitivo. Tal es así, que en muchos casos de afloramientos reducidos, que por razones estructurales están en contacto con rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas, es fácil confundirlas con éstas, sobre todo si se las observa de lejos.

Pasados los efectos del metamorfismo regional, las rocas sufren un segundo metamorfismo de carácter térmico, localizado en el borde occidental de la Hoja Chicoana, debido a la intrusión postectónica del stock granítico de Cachi. Como una manifestación tardía de este plutonismo se habría producido el ascenso y deposición de guías de cuarzo lechoso, que tienen gran distribución areal, y que en algunos casos son portadoras de galena, como sucede en la Quesera (mina Victoria de la Hoja 7 e, Salta).

Los efectos en este metamorfismo térmico son más evidentes y mejor marcados en la zona de "aureola de contacto" de cuerpo ígneo,

como lo evidencia la presencia y característica de la biotita y los nódulos de cordierita de la filita ya descripta.

La estructura del basamento, así como también el emplazamiento postectónico del stock granítico de Cachi, fué debido a movimientos precámbricos y muy seguramente proterozoicos, pues en la Hoja 7 e (Salta) y otras regiones vecinas las ortocuarcitas ordovícicas yacen en discordancia angular sobre las filitas, etc. plegadas del basamento (figura 2) y sobre una superficie de erosión de un plutón granítico, que sería similar al descripto, ubicado en las cabeceras de la quebrada del Toro, según estudios de Keidel (5) y Vilela (13).

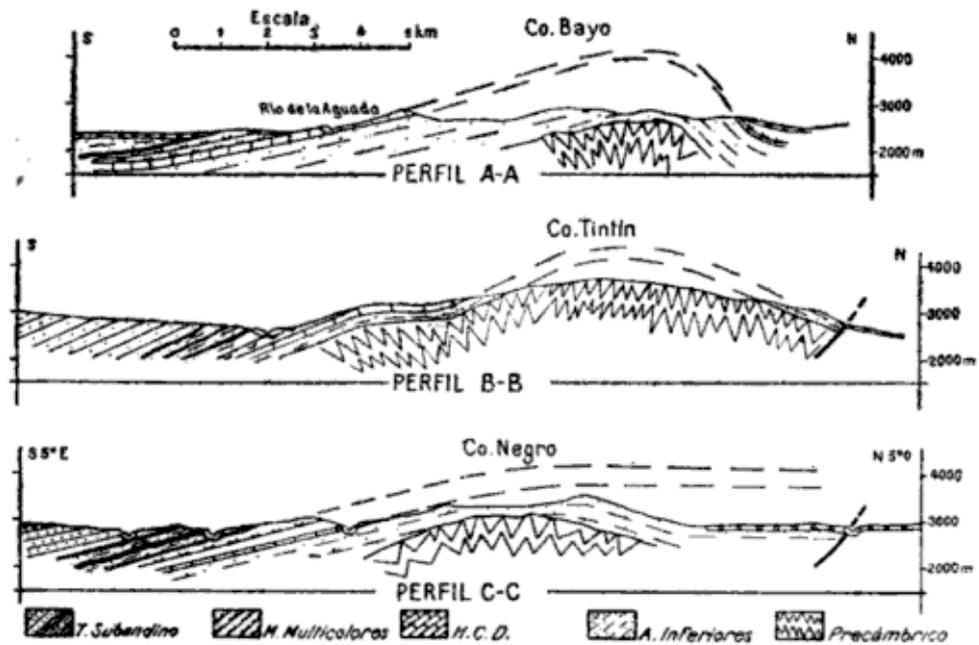


Fig. 2. — Perfiles N S de los cerros Bayo, Tintín y Negro, ubicados en la Hoja 8 e (Chicoana).

2. *Formación Mojotoro.* — Esta formación del Paleozoico Inferior, cuya denominación ha sido propuesta en un trabajo anterior (11, página 214), está presente en la Hoja 7 e a lo largo de la sierra de Mojotoro; en las elevaciones donde está instalada la red de drenaje del río homónimo, formada por el río de las Nieves o Wierna y de Vaqueros, entre los más importantes; en los cerros San Miguel (Cerrillos) y en el Morro Senda de los Toros, elevación cortada por el arroyo de los Peñones, que corre próximo al límite con Jujuy para desaguar en la cuenca del río Lavayén.

Sabemos que los afloramientos de esta formación pasan a la quebrada del Toro, pero a su vez no alcanzan el límite de la Hoja 8 e (Chicoana), por lo que son desconocidos en la quebrada de Escoipe.

Los perfiles más representativos de esta formación se los puede observar en los bordes de la sierra Mojotoro, que se extiende de norte a sur por toda la Hoja 7 e, con elevaciones que no alcanzan los 2500 metros, entre las que figura el cerro San Bernardo.

Esta formación está integrada por lutitas fosilíferas de colores amarillo y/o verdoso, en algunos casos limoníticos, friables, con disgregación en forma esferoidal, entre las que se intercalan banquitos más duros de areniscas arcillosas-muscovíticas de colores gris claro a pardo rojizo, junto con areniscas silíceas con *Cruziana* (fig. 6), también micáceas, y ortocuarcitas de color gris. Por debajo siguen bancos de ortocuarcita de mayor espesor (término medio 0,50-1 m), de color pardo rojizo y rosado que en la base pasa a un banco conglomerádico de unos 2 1/2 m de potencia con rodados en su gran mayoría de cuarzo, de tamaño no mayor que el de una avellana, ligados por clastos menores que a su vez están bien cementados por sílice.

Las lutitas y lutitas arenosas de esta formación son bien conocidas, pues son portadoras de una fauna rica en trilobites, junto con graptolites y algunos braquiópodos. Los recientes estudios paleontológi-

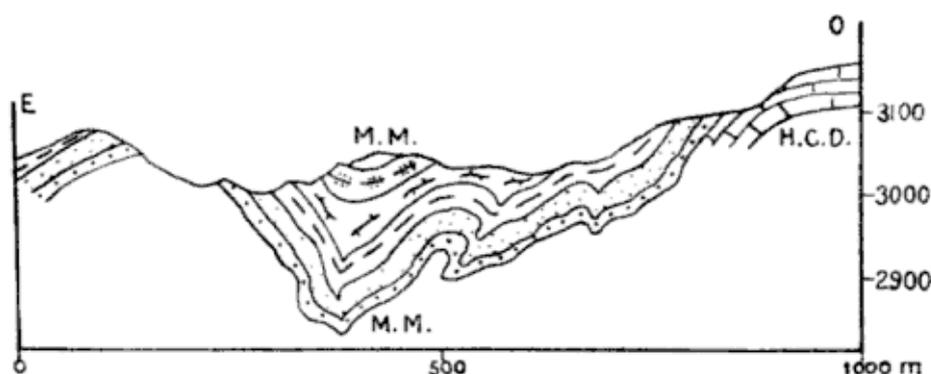


Fig. 3. — Plegamiento disharmónico al oeste de Rumiaco, en capas arenosas, arcillosas y calcáreas de las formaciones Santa Bárbara (M. M.) y Horizonte Calcáreo-dolomítico (H. C. D.).

cos de Harrington y Leanza, que se han extendido hasta considerar todos los trilobites argentinos, han permitido comprobar la existencia de formas tremadocianas, skiddavianas y llanvirnianas en el miembro superior de esta formación. El extremo sur de la sierra Mojotoro, de acuerdo con las colecciones del doctor A. Pozzo (quebradas Pinguyal y Ovejería) y del suscripto (quebradas Sauce Guascho y Morillo), ha sido referida al Tremadociano Inferior (Fauna de Parabolina), caracterizado por *Jujuyaspis Keideli* Kob. y *Parabolina argentinensis* Kob.

En el borde norte de la Hoja 7 e, donde el camino carretero que va a Jujuy corta la serie, está también representado el Tremadociano Inferior, aunque con especies que pertenecen a la fauna de Kainella, es decir: *Kainella meridionalis* Kob., *Parabolinaopsis mariana* Hoek, etcétera.

La faja ordovícica es todavía más angosta en el extremo noroccidental de la Hoja 7 e, donde es cortada por los ríos Nieves o Potrero de Castillo (Yacones), San Alejo y Santa Rufina, donde se han colec-

cionado *Thysanopyge argentina* Kaiser, *Megalaspidella Kaiseri* Kob., *Niobides armata* Harr. y Lean., etc., trilobites característicos del Skiddaviano.

En el cerro San Bernardo, en el río Mojotoro (Estación Mojotoro) y en las quebradas de Gallinato y de Santa Gertrudis afloran lutitas verde-amarillentas y verde-oliva portadoras de especies skiddavianas (pertenecientes a las colecciones de Zunino y Mauri y del suscripto, que también fueron estudiadas por Harrington y Leanza) que, además de las descritas, corresponden a los géneros *Megalaspis* sp., *Nanopeltis* sp., *Shumardia* sp., etcétera.

Por otra parte, en el cerro San Bernardo, Loss (6, pág. 21 a 59) ha descrito algunos graptolites que pertenecen a los géneros *Clonograptus* sp., *Tetragraptus* sp., *Didymograptus* sp. y *Azygograptus* sp.

En esa misma zona, quebrada de Gallinato (Corral de Barranca) y quebrada de Santa Gertrudis, se han coleccionado trilobites del Llanvirniano representados por *Protohomanolotus conifrons* Harr. y Lean., *Parabasilicus* c. *Parabasilicus afinis typicalis* Kob. y *Synhomanolotus Kobayaski* Harr. y Lean., junto con *Lingula* sp. y *Ovolus* sp. En los niveles inferiores son muy notables los rastros e impresiones dejados por *Cruziana* sp. y *Scolithus* (11).

En el cerro Ceibalito esta formación alcanza los 1500 m de espesor.

3. *Formación Unchimé.*— En la cuenca oriental de la Hoja 7 e (Salta), que pertenece al ambiente de las Sierras Subandinas, se levanta un sistema orográfico denominado sierra del Gallo (ver mapa en colores), que es prolongación sur de la estructura Zapla-Puesto Viejo, de la que está separada por una depresión de unos 15 km, donde el río Mojotoro cambia su nombre por el de Lavayén, que se dirige hacia el norte.

En esta región no aflora el basamento proterozoico ni tampoco la formación Mojotoro, miembros estratigráficos que se han mapeado en la cuenca con drenaje en los valles de Lerma y Calchaquí. La serie más inferior corresponde a la formación Unchimé, nombre que proponemos para aquellos sedimentos que son similares a los que afloran en la serranía de Zapla, donde han sido agrupados bajo el nombre de Areniscas Amarillentas (7, pág. 181).

Esta formación aflora en el tramo noroccidental de la sierra del Gallo, que culmina en el Alto del Cuerito (1800 m), Alto del Nogalito (1970 m) y cerro Capadero (1850 m). El afloramiento más oriental es el correspondiente al cerro Alto de las Picazas (2140 m), elevación conectada estructuralmente con los cerros de la Cresta del Gallo, coronados por las areniscas coloradas de la formación Pirgua ("Areniscas inferiores"), que con rumbo noroeste salen de la Hoja hacia los cerros Naranjo, Azul y Crestón.

En la quebrada Unchimé intervienen en esta formación areniscas subesquistosas, micáceas, de colores gris, verdoso y amarillento, de grano mediano a fino y con estratificación regular; con intercalaciones de areniscas silíceas del mismo color y moradas, finamente estratificadas. En la base se observa un banco conglomerádico de unos 50 cm de espesor. Por debajo siguen areniscas blanquecinas más bien duras, con impregnaciones ferruginosas dadas por un banco hematítico de unos 60 cm de potencia, que pasa a una serie de areniscas subesquistosas de color amarillo-verdoso, friables (con disyunción del tipo esferoidal), con sus planos de estratificación con guías hematíticas de color negruzco, con reflejos acerados, que finalmente se concentran en un banco hematítico de unos 4-6 m de potencia.

Las areniscas amarillo-verdosas presentan concreciones de forma ovoide, de un tamaño término medio de 10 cm, que serían similares a las descritas por Nieniewski y Wleklinski (7, pág. 182), y que,

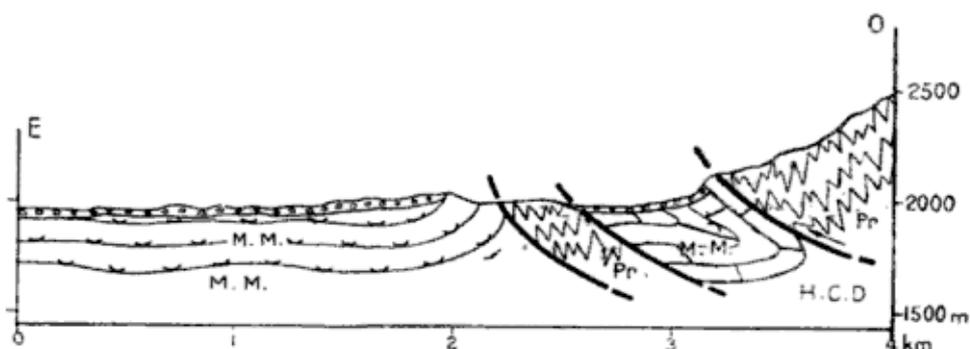


Fig. 4. — Perfil muy esquematizado tomado desde la Laguna (C° Malcante) hacia el sur. Precámbrico (Pr) corrido sobre Horizonte Calcáreo-dolomítico (H.C.D.) y formación Santa Bárbara (M.M.).

según estos autores, estarían compuestas por granos de cuarzo con pajuelas de muscovita y oolitas de turingita, que a menudo incluyen granos de cuarzo. Además, agregan que el cemento está constituido por siderita, sericita, cuarzo, sílice amorfa y material opaco.

Las dislocaciones que ha sufrido la serie en la quebrada Unchimé, donde el rumbo predominante es E 30° S, con inclinación de unos 20-30° hacia el noreste, no permite precisar el espesor de esta formación, aunque se pueda estimar que está dentro del orden de los 40-50 metros.

La serie alcanzaría su desarrollo completo en la sierra del Gallo, donde se ha estimado 1500 metros de potencia.

Esta formación ha sido referida al Gotlándico y Devónico Inferior por Harrington y Leanza (3), cuando estudian los fósiles coleccionados por Angelelli.

4. *Formación Pirgua.* — La formación Pirgua, nombre propuesto por Vilela (13) para describir las Areniscas Inferiores s. str. del

Valle Calchaquí y de la zona vecina a la quebrada del Toro, cubre una gran parte de la Hoja 8 e (Chicoana), donde constituye la serie sedimentaria más antigua que se apoya en discordancia sobre los esquistos del basamento proterozoico. Por el contrario, en la Hoja 7 e (Salta) la formación Pirgua recién aflora en la sierra del Gallo—que hemos visto que pertenece a las sierras subandinas—, donde descansa sobre la formación Unchimé y por debajo del Horizonte Calcáreo-dolomítico. En el extremo sur de la sierra Mojotoro y en los cerros San Miguel (Cerrillos) falta esta formación, pues el horizonte guía descansa con un conglomerado basal directamente sobre el Ordovícico, como ha sido señalado por Schlagintweit (12) para otras partes de las provincias de Salta y Jujuy.

La litología de esta formación, así como también la correspondiente a los grupos superiores, es conocida por trabajos anteriores (9). Anotaremos solamente que en la cuenca occidental de la Hoja 8 e (Chicoana) esta formación está integrada por bancos de areniscas rosado hasta gris, con tono violáceo, de grano grueso hasta conglomerádicas, con predominio de rodaditos de cuarzo y pegmatita. A veces se observan areniscas arcillosas de color castaño oscuro, grano fino y estratificadas en bancos gruesos, con intercalaciones de bancos de arenisca cuarcítica.

En la cuenca oriental de la Hoja 8 e (Chicoana) se observa una facies algo distinta de la descripta. En este caso se trata de bancos de arenisca calcárea, de color colorado, mal estratificadas, de grano mediano a fino, por parte conglomerádicas con rodados angulosos de cuarzo. Se intercalan bancos cuarcíticos de color rosado; y en la quebrada de Las Lajas y el tramo inferior de la quebrada de Escoipe se destaca un conglomerado de tipo brechoso, de color pardo, compuesto de rodados subredondeados hasta angulosos de todas dimensiones, predominando los tamaños comprendidos entre 5 y 10 centímetros. Sus componentes son fragmentos de las rocas precámbricas con una matriz arenosa, pardo rojiza, de escasa coherencia. Esta facies brechosa de la formación Pirgua es notable en la quebrada de las Conchas y en el cerro Aspero de la Hoja 9 e (San Carlos). En lo que se refiere a la composición mineralógica de estos sedimentos, el estudio petrográfico¹ del perfil de Potrero de Díaz, ha permitido comprobar que se trata de areniscas a menudo calcáreas, de grano fino, compuestas por cuarzo, feldespatos y micas; a lo que se suma una escasa proporción de minerales pesados, predominando zircón y turmalina sobre apatita, hipersteno, granate, topacio y rutilo.

Los característicos mantos de basalto, que se intercalan entre las camadas arenosas, son más bien desconocidos en esta región. Han

¹ Realizado por los doctores Lazzari de Pandolfi y Villar Fabre.

sido localizados solamente en la ladera occidental de los cerros La Batea y El Elevado (Isonsa); y la muestra es un basalto olivínico de color negro-pardusco a rojizo, cuya composición mineralógica es la siguiente:

Al microscopio se distinguen fenocristales de augita, olivina (iddingsita) y óxido de hierro, incluido en una pasta.

La textura es porfírica, con pasta intergranular. El clinopiroxeno (augita) es de color gris y se presenta en secciones basales y prismáticas, un poco más grandes que los de la pasta (0,20 mm); a menudo se observa una cierta zonalidad, sin ser muy marcada.

La presencia de olivina se sospecha, aunque está totalmente reemplazada por iddingsita, por su contorno exagonal. Los fenocristales tienen tamaños comprendidos entre 0,95 y 0,01 mm. La iddingsita pasa a un mineral hematítico de color pardo rojizo.

La pasta, que constituye alrededor del 55 % de la roca, contiene microlitas relativamente grandes de clinopiroxeno, que no llegan a la categoría de fenocristales. Asimismo se observan apatita acicular y gránulos de óxido de hierro.

En la sierra del Gallo la formación Pirgua tiene una litología y un desarrollo muy similar al descrito en la Hoja Chicoana. Aflora en la cumbre de los cerros de la Cresta del Gallo, que se extienden hacia el noroeste en dirección al cerro Crestón; así como también en la ladera oriental de la sierra del Gallo propiamente dicha, el Alto de la Peña y parte del cerro San Antonio, coronado por el Horizonte Calcáreo-dolomítico.

Los espesores que alcanza esta formación son los siguientes:

<i>Hoja 7e (Salta)</i>		<i>Hoja 8e (Chicoana)</i>	
Sierra del Gallo	550 m	Cerro Tintín	100 m
Alto de la Peña	800 m o más	Cerro Abra Blanca	1000 m?
		Río Potrero de Díaz	600

5. *Horizonte Calcáreo-dolomítico.* — Como se sabe, este horizonte guía está caracterizado en la zona del Valle de Lerma (quebradas de Potreros de Díaz, Ampascachi, etc.) y en Alemania (9) por la presencia de una serie de capas bien estratificadas y de colores vivaces, donde alternan calizas oolíticas y fitogénicas (fig. 9) y arcilitas, con intercalaciones de un banco de arenisca blanca de grano fino, uniforme y límpido, y calizas fosilíferas que corresponden al nivel con *Chemnitzia* o *Melania potosensis* de gran distribución en el noroeste argentino. La policromía del conjunto está dada por una gama de colores que agrupan preferentemente al amarillo, rojo y verde.

En líneas generales se observa un cambio de facies y espesores en

los afloramientos ubicados al naciente y poniente de la línea imaginaria que une los cerros Malcante (norte), Toroyacu (centro) y Caranchohuasi (sur) de la Hoja 8 e. En la cuenca oriental estos depósitos tienen unos 250 m de espesor, medidos en la quebrada profunda que ha elaborado el río Potrero de Díaz, aguas arriba de La Hoyada. La característica litológica de los afloramientos es semejante a los que afloran en la quebrada del Talar y en Alemania (Hoja 9 e).

En la cuenca occidental el horizonte de referencia tiene un espesor muy variable, que no pasa de los 100 metros. La litología, aunque muy semejante a la descripta, ofrece diferencias, como se puede apreciar en el perfil del cerro Bayo de Isonza, que, desde arriba hacia abajo, está caracterizado por los sedimentos que se describen a continuación:

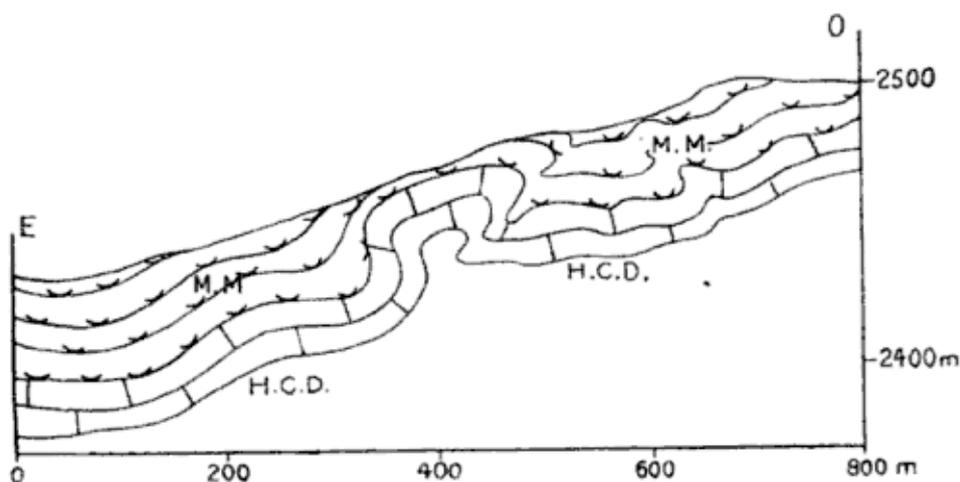


Fig. 5. — Otro detalle del plegamiento producido por el empuje del C° Malcante, en las Tabladas.

1. Caliza arenosa, de grano fino, de color gris, bien estratificada.
2. Arcilita gris azulada, muy friable.
3. Caliza gris rosada, bien estratificada, compacta.
4. Arcilita calcárea (¿marga?, de color gris verdoso, friable.
5. Bancos de calizas de color gris, bandeadas; algo estratificadas, muy compactas.
6. Caliza de color gris, algo bandeada; estratificada; compacta.
7. Arcilitas de colores gris y verdoso; algo calcáreas y con nodulitos silíceos; más bien friables.
8. Arenisca calcárea, algo oolítica; grano fino .
9. Calizas y calizas arenosas de colores blanco-amarillento y gris; de grano fino, algo muscovíticas; con geodas tapizadas con cristales de calcita; finamente estratificadas.
10. Arenisca de color amarillo-verdoso; grano fino, bien estratificada, con algunos planos de estratificación con oolitas y laminillas de mica clara.
11. Calizas algo arcillosas, amarillentas, bien estratificadas; compactas.
12. Caliza oolítica y fitogénica; bandeada. Las oolitas con núcleo silíceo.
13. Arenisca, ídem 10, algo más arcillosa.

14. Arcilita verdosa y calcáreo amarillento, finamente estratificado.
15. Arenisca, ídem 10.
16. Calizas, ídem 12.
17. Arcilita calcárea, de color verde claro.
18. Calizas arenosas y oolíticas, de color amarillento, bien estratificadas; compactas.

Notables son también los afloramientos de calcáreo a lo largo de la Costa de Isonza, donde ha sido recortado por los arroyos que bajan de los cerros El Elevado y La Batea, elaborando un paisaje escarpado pero uniforme que semeja los dientes de una sierra (lámina II, 1).

Paisaje muy parecido, pues las características estructurales y climáticas son similares, es el que presenta la falda oriental del cerro Abra Blanca, donde el paredón calcáreo-dolomítico tiene una inclinación de 70° hacia el naciente, extendiéndose hasta la cuenca sin desagüe de Cachi-Pampa. Al sur del mencionado cerro, en el Horconcito, los estratos tienen un espesor que no llega a los 15 metros.

En la depresión tectónica de Pozo Bravo, al poniente del cerro Malcante, el complejo se adosa por falla contra el basamento precámbrico, con un rumbo variable y una inclinación de 40° hacia el este. En el borde sur de esta cuenca, en Condorhuasi, se presenta como un afloramiento de sólo 60 m de largo y 10 m de espesor, con inclinación hacia el oeste, lo que supone una estructura de sinclinal cerrado para la depresión de referencia.

En el cerro Tintín tenemos los afloramientos más occidentales de esta formación que adopta la estructura del anticlinal cerrado limitado al oeste por la falla del Angosto de la Peña, sobre el río homónimo. Sobre la misma línea, pero más al sur, el cerro Negro presenta una estructura similar, con la diferencia que este horizonte tiene un espesor de sólo 4 m^1 en un afloramiento que se acuñaría por fractura hacia el norte, pues no ha sido observado en las sendas que unen Senclantás con el cerro Apacheta.

En la Hoja 7e (Salta) el horizonte calcáreo tiene un desarrollo que es diferente según se trate de la sierra Mojotoro y cerros San Miguel (cuenca occidental) o de la sierra del Gallo (cuenca oriental). En la sierra Mojotoro y en los cerros San Miguel (Cerrillos), el calcáreo se apoya directamente, mediante un conglomerado de base, sobre las ortocuarcitas ordovícicas.

En las canteras de la Merced la roca es una caliza oolítica, compacta, de color blanquecino y rosado, estratificadas en bancos gruesos, con intercalaciones finas de areniscas calcáreas y arcillosas de color verde, rojizo, morado o azulado.

¹ Comunicación verbal del Dr. A. Russo.

En la quebrada del Pinguyal, en el extremo sur de la sierra de Mojotoro, se han encontrado en estas mismas calizas restos de gasterópodos, así como también al otro lado de la sierra, donde el horizonte de referencia cubre una mayor superficie como consecuencia de su escasa inclinación.

La sierra del Gallo y sus elevaciones adyacentes presentan una estructura semejante a la sierra de Mojotoro y cerros San Miguel (anticlinales con el "pitch" hundido hacia el sur), razón por la cual el horizonte calcáreo forma el marco sur de aquellas elevaciones.

Las características litológicas de esta formación, en la sierra de referencia, han sido estudiadas en el perfil del Angosto (El Salto), que desde arriba hacia abajo está integrado por los sedimentos siguientes:

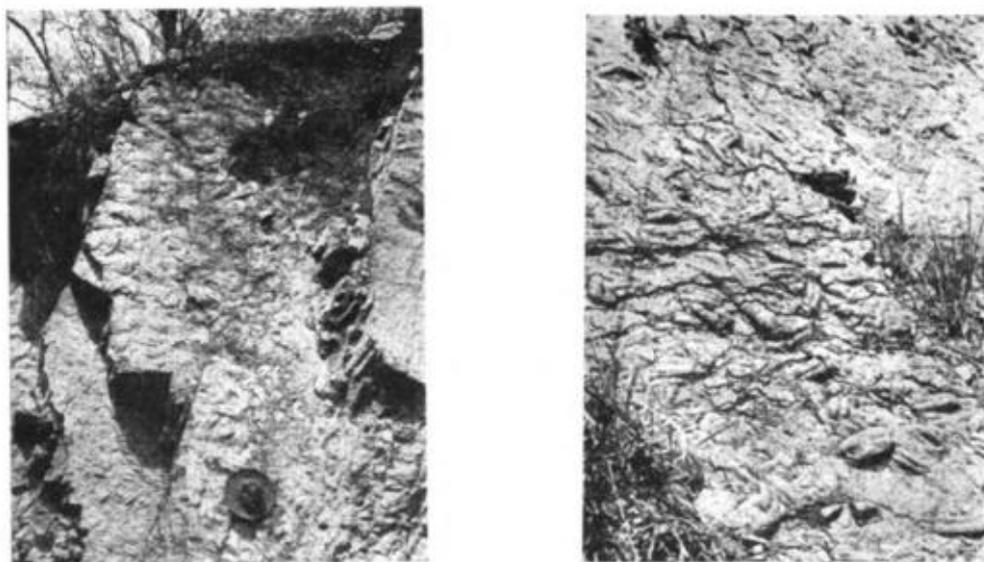


Fig. 6. — Estructura bilobada de *Cruziana* en areniscas silíceas de la formación Mojotoro. Vistas tomadas en el camino a Gallinato. Fot. O. Schlagintweit.

1. Caliza oolítica de color amarillo claro; compacta y tenaz.
2. Caliza oolítica de color rosado; compacta y tenaz.
3. Caliza ídem 1.
4. Caliza ídem 1, pero más tenaz y con indicio de estructura travertínica.
5. Caliza algo arcillosa, de color amarillo claro; bien estratificada; compacta.
6. Caliza algo oolítica, de color amarillo claro; con oolitas menores de $\frac{1}{4}$ de mm.
7. Caliza de color amarillo; bien estratificada; algo oolítica.
8. Idem anterior, pero más limonítica y con superficie mamelonada (concreciones fitogénicas).
8. Idem 2.
10. Idem 5, pero de color rosado.
11. Caliza de color rosado, finamente oolítica.
12. Idem 5, pero con el tono rosado más subido; más tenaz y compacta.
13. Caliza ídem 2.

14. Caliza ídem 5, pero de color rosado.
15. Caliza ídem 10, pero algo oolítica.
16. Caliza ídem 4.
17. Caliza ídem 5, pero de color rosado y más arcillosa.
18. Arenisca muy calcárea, rosada; grano fino; bien estratificada.
19. Caliza muy arenosa, rosada, algo oolítica.
20. Arenisca ídem 18, pero menos calcárea.
21. Caliza algo arcillosa, rosada, compacta y tenaz.

Determinaciones microscópicas efectuadas por la Dra. E. D. Gay han comprobado la existencia de los siguientes minerales pesados (separados con bromoformo), comenzando por el más abundante: hematita, óxido de hierro, granate, anfíbol y piroxeno.

Los espesores de esta formación en las Hojas 7e y 8e serían los siguientes:

<i>Hoja 8e (Chicoana)</i>	<i>Hoja 7e (Salta)</i>
Cuenca occidental:	Cuenca occidental:
C ^o Tintín 100 m	Cerros de San Miguel .. 100 m
C ^o Negro 5m?	Sierra de Mojotoro 150 m
Río Malcante 100 m	
C ^o Bayo 100 m	
Cuenca oriental: Río Potrero de	Cuenca oriental: Sierra del Gallo 250 m
Díaz 250 m	

Se puede apreciar, entonces, al comparar los perfiles de las Hojas 8e (Chicoana) y 7e (Salta), que el Horizonte Calcáreo-dolomítico tiene una facies mucho más calcárea en la Hoja 7e, aunque el desarrollo de las formas estromatolíticas es mucho menor que el correspondiente a la cuenca oriental de la Hoja Chicoana, donde la facies es más areno-arcillosa.

Además, en la región sobreelevada de la Hoja 8e el espesor es término medio de 100 metros, aunque hay casos como el del C^o Negro que tendría sólo 5 metros de potencia. En la depresión oriental, con drenaje en el valle de Lerma, la formación alcanza los 250 metros, como sucede en la zona de Alemania, Carahuasi y Acosta (Hojas 9e y 9f).

También con drenaje en el valle de Lerma, pero al sudoeste, en la Hoja 7e (Salta), los espesores disminuyen a 100 metros, como se observa en los cerros San Miguel y quebrada Pinguyal (Sierra de Mojotoro); pero en este caso, como se manifestó, el horizonte calcáreo se apoya directamente sobre el ordovícico.

En la sierra del Gallo aumenta de nuevo el espesor del horizonte, alcanzando los 250 metros de potencia. Son notables las concreciones de forma esférica, con un diámetro de 4-5 cm.

La edad de esta formación es todavía tema de discusión. Groeber

(2, pág. 439 y siguientes) correlaciona el sistema de Salta con los sistemas de Purilactis (Chile) y de Puca (Perú-Bolivia), y encuentra suficientes razones para tratarla en el Andico (Cretácico superior). Recientemente Hass (4, pág. 13 y 309) estudia la fauna del Horizonte en cuestión, remitida por el Dr. A. F. Leanza, y sostiene la edad triásica sustentada por Bonarelli.

6. *Formación Santa Bárbara.* — Se agrupan bajo este nombre una serie de sedimentos preferentemente arenosos que corresponden a los depósitos que Hagerman (1933) denominó Formación "V" y Formación "W" de Santa Bárbara (Jujuy), donde se presentan en una facies arenosa y arcillosa, respectivamente.

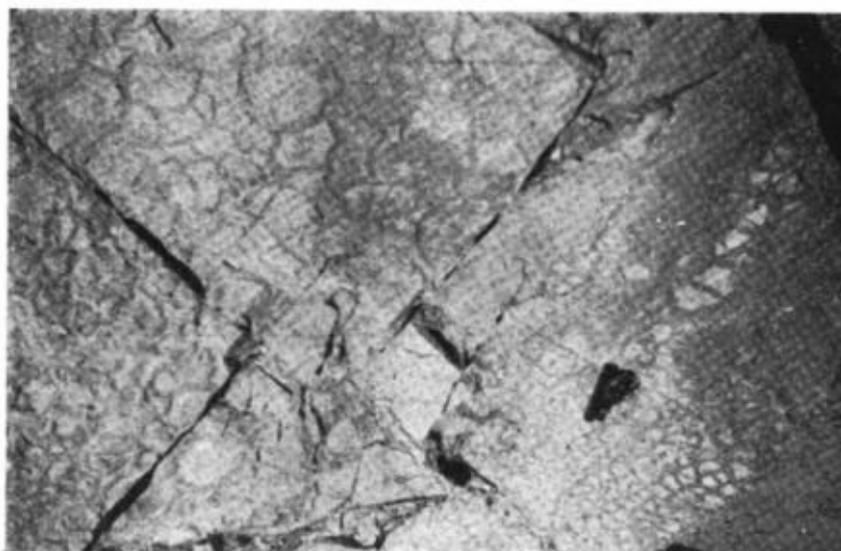


Fig. 7. — Marcas de desecación («Mud-cracks») sobre arcillita del Horizonte Calcáreo-dolomítico que aflora en Alemania (Hoja 9e). Nótese las diaclasas cruzadas.

Esta formación está representada en las Hojas 7e y 8e por depósitos de distribución y extensión diferentes, pero normalmente superpuestos al Horizonte Calcáreo-dolomítico, con el que formaría una serie continua.

Las características litológicas de estos sedimentos ofrecen diferencias bastante notables al comparar los perfiles de la cuenca oriental y de la occidental de la Hoja 8e (Chicoana), pero su posición estratigráfica —encima del Horizonte Calcáreo-dolomítico y debajo de la formación de Carahuasi— permite suponer que aunque se tratara de formaciones diferentes, éstas se habían depositado durante un mismo ciclo sedimentario. Para no complicar la nomenclatura es que no designamos con otro nombre a los afloramientos de la cuenca occidental, pues su diferente litología lo hubiera justificado.

La litología de la cuenca oriental quedaría explicada por el perfil del río Carahuasi (límite Hojas 9e y 9f) estudiado por el autor en

un trabajo anterior y posteriormente por los doctores Lazzari de Pandolfi y Villar Fabre, que han ampliado el conocimiento mineralógico que se tenía.

Detalles de este perfil, de unos 1.500 metros de espesor y que se consideró como tipo para la cuenca oriental, se dan a continuación:

1. Areniscas de grano fino de colores rojo ladrillo morado y amarillento; estratificadas en bancos gruesos, con intercalaciones de areniscas margosas y calcáreas pardo rojizos, grises y amarillentos, muy duros, con estratificaciones definidas, bandeada y ondulada y superficies mamelonas o rugosa (concreciones fitogénicas). Espesor 25 m (corresponde a la zona de transición entre las Margas Multicolores y Terciario subandino).
2. Areniscas ídem 1, con intercalaciones de arcillas algo calcáreas, friables.



Fig. 8. — Ondulitas en areniscas calcáreas del Horizonte Calcáreo-dolomítico de Copacabana (Hoja 9e)

3. Areniscas blanquecinas, grano mediano, friables, con vetas amarillentas, limoníticas.
4. Arcilitas margosas, amarillentas, cruzada por vetitas de calcáreo lechoso.
5. Arcilitas fragmentosas, de color verde, bien estratificadas.
6. Horizonte margo-arenoso, gris parduzco, con intercalación de calcáreo amarillento.
7. Arcilitas bentoníticas de color pardo colorado, fragmentosas, con vetas de yeso intercalado.
8. Arcilitas y areniscas margosas de color azul verdoso y violáceo, con vetitas calcáreas que determinan secciones poligonales, y un banco de 2 m de espesor de lutitas bituminosas de color gris pizarra, con escamitas de peces y restos indeterminables. Espesor, 8 metros.
9. Arenisca de grano muy fino, blanca hasta amarillenta, estratificada en bancos gruesos.
10. Arenisca de grano muy fino, de color rosado y morado, bien estratificada y con inclusiones arcillosas de color colorado. Se intercalan bancos de areniscas de color verdoso.

11. Arenisca verdosa, de grano fino, algo calcárea, con intercalaciones de arenisca morada y marga arenosa del mismo color, y pardo-colorada.
12. Horizonte margoso, de color gris verdoso y amarillo, en parte muy calcáreo, que se presenta con estratificación fina y ondulada y con aspecto de ópalo. Se intercala un banquito de arcilla verde azulada, compacta, pero con disyunción concéntrica. Espesor 70 metros. (Corresponde a la zona de transición entre Horizonte Calcáreo-dolomítico y Margas Multicolores).

El estudio microscópico de estos sedimentos ha permitido comprobar y ampliar la descripción macroscópica de campo y de gabinete. Al respecto se ha verificado que las areniscas, etc., de esta formación, están compuestas por cuarzo, como mineral predominante, microclino, plagioclasa, biotita, muscovita, granate, zircón, turmalina, calcita, clorita, sericita, caolinita y óxido de hierro. El tamaño de los granos es en algunas muestras uniforme, y oscila alrededor de los 0,4 mm; en otras, por el contrario, es muy variable, pues sus límites extremos son 0,01 y 1,5 mm.

Los granos están ligados por un cemento constituido por clorita y sericita, calcita y óxido de hierro.

Además, se ha comprobado la existencia en este horizonte de una toba calcáreo-cinerítica, de color verde grisáceo-compacta y dura, compuesta por escasos fenoclastos de cuarzo y feldespato, cementados por vidrio y cristaltos de los minerales mencionados. En forma irregular o en venas gruesas se presenta la calcita.

Los perfiles de los ríos de la Viña, de Potrero de Díaz, de Escoipe, etc., presentan características sedimentológicas similares a las del río Carahuasi, recién descritas; es decir, se destacan dos miembros, a saber: a) uno superior, que correspondería a la llamada "Faja Verde", compuesto por arcilitas bentónicas fragmentosas, de colores pardo colorado, violeta y azul oscuro, cruzados por guías calcáreas o yesíferas, con la intercalación de un banco bituminoso con escamitas de peces y restos de insectos. Son también notables las intercalaciones de concreciones calcáreas fitogénicas y calizas duras con superficie de estratificación bandeada y ondulada, algo concrecional; b) uno inferior, de mayor espesor, compuesto principalmente por areniscas rosadas, verdosas o blanquecinas, estratificadas en bancos gruesos, con un banco de toba calcáreo-cinerítica.

La cuenca occidental, por el contrario, presenta diferencias litológicas con respecto al perfil descrito. El miembro superior, equivalente a la Faja Verde, no ha sido observado en los afloramientos ubicados en esta región. Las arcilitas bentónicas policromas y los calcáreos fitogénicos (*Pucalithus*) han sido reemplazados por areniscas de color colorado con tono subido, de grano mediano a grueso o conglomerádico; friables, pero a veces cementada por carbonato de

calcio, por lo que algunos bancos resultan compactos y duros. Se intercalan algunos bancos de margas arenosas y arcilitas margosas de color pardo colorado.

El perfil del cerro Bayo que se describe a continuación permite comprobar esas diferencias:

I) Formación Carahuasi

1. Areniscas de color castaño claro, de grano muy fino con matriz limosa; macizas, mal estratificadas separándose en bancos gruesos y con intercalación de margas pardo-coloradas y un banco calcáreo arenoso.
2. Areniscas de color rojo ladrillo, grano fino a muy fino, con matriz arcillosa; presentan a veces laminación marcada. Son también macizas, presentándose en bancos gruesos entre los que se intercalan margas pardo-coloradas.

II) Formación Santa Bárbara

3. Areniscas blancas, amarillo-verdosas o coloradas, de grano mediano a grueso, prácticamente sin cemento; friables y mal estratificadas.
4. Nivel de areniscas de color colorado, de grano mediano a grueso o conglomerádico, con matriz arenosa fina, por lo general mal cementadas por lo que resultan muy friables.
5. Areniscas de color rosado subido, de granos mediano a grueso, por partes conglomerádicas; con matriz limosa arenosa fina y con cemento calcáreo, por lo que el conjunto adquiere una solidez y dureza considerable. A veces presenta laminación marcada, aunque no es lo más común.
6. Horizonte de areniscas de color rosado, de grano fino, micáceas, con una matriz limosa y un cemento calcáreo que liga a los clastos menores; compacta, algo dura y con intercalaciones de margas arenosas y arcillas margosas de color pardo-colorado y verde claro, friables. El conjunto está poco estratificado.

En el extremo sur del anticlinal del cerro Tintín estos sedimentos están caracterizados por bancos semejantes a los descritos, o sea areniscas gruesas o conglomerádicas, de color pardo colorado hasta rosado, con sus granos bien unidos por una matriz limosa o arenosa fina y cemento calcáreo, por lo que resultan muy tenaces. Se intercalan capas de margas arenosas del mismo color y verdes.

En la senda que une Pozo Bravo con Condorhuasi, se ha encontrado en estas areniscas troncos silicificados.

En la Hoja 7e (Salta) la formación Santa Bárbara tiene una distribución areal más limitada que el Horizonte Calcáreo-dolomítico, pues solamente aflora en el ala oriental del anticlinal del cerro Ceibalito (fig. 10), correspondiente a la sierra de Mojotoro, y en la sierra del Gallo.

En la sierra de Mojotoro tiene un mayor desarrollo el nivel correspondiente a la Faja Verde, donde se han encontrado las conocidas alas de coleópteros descritas por Cockerrell. En conjunto la formación tiene un espesor de solamente 200 metros.

El espesor de esta formación es mucho mayor en la sierra del Gallo, donde son notables las intercalaciones de calizas fitogénicas en los niveles correspondientes a las Margas Verdes y Margas Coloradas superiores con la Faja Verde.

En resumen, los espesores que alcanza esta formación en la región considerada serían los siguientes:

<i>Hoja 7e (Salta)</i>		<i>Hoja 8e (Chicoana)</i>	
Sierra de Mojotoro	200 m	C ^o Bayo	400 m
Sierra del Gallo	900 m	Río Potrero de Díaz	650 m

7. *Formación Carahuasi.* — La formación Santa Bárbara (“Margas Multicolores”) pasa en aparente concordancia hacia la formación Carahuasi (vocablo propuesto para agrupar al “Terciario Subandino”

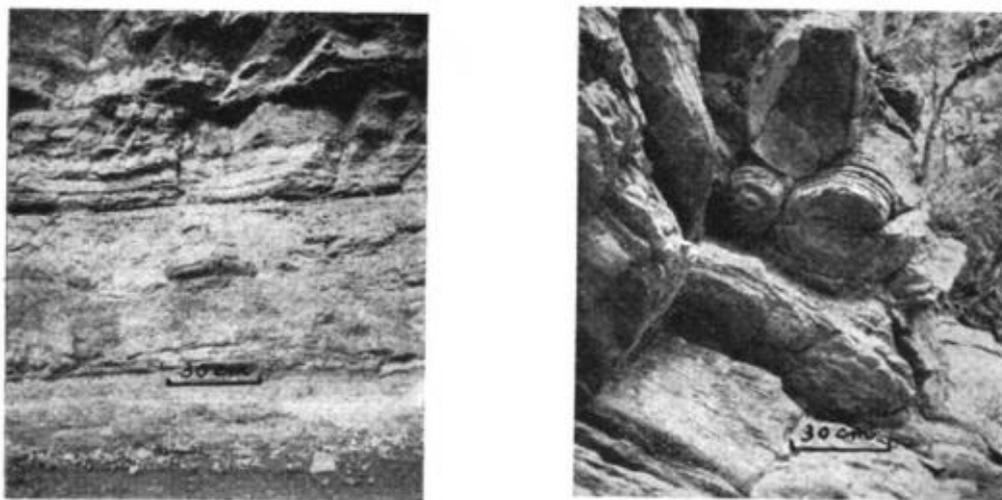


Fig. 9. — Concreciones fitógenas en calizas del Horizonte Calcáreo-dolomítico con exfoliación en forma catátilar en la quebrada del Acherai (der.) y en forma ovoidal en la quebrada del Talar (izq.).

y “Areniscas Superiores”) como sucede con las demás formaciones sedimentarias, donde no es posible trazar un límite seguro. Ahora bien, se ha tomado como base de esta formación a las areniscas finas o muy finas, de color rojo ladrillo, estratificadas en bancos gruesos, que tienen intercaladas margas arenosas de color pardo colorado.

El pasaje entre estas areniscas y las arcilitas bentoníticas y areniscas de la formación Santa Bárbara ha sido estudiado en el perfil de Acosta y Carahuasi (9, pág. 57-58).

Al complejo sedimentario de referencia se lo ha dividido en dos miembros, a saber: a) uno inferior, de unos 500 metros de espesor, integrado por las areniscas rojo-ladrillo, cuyo grano va de muy fino (cuenca oriental de la Hoja 8e) a mediano (cuenca occidental), estratificadas en bancos gruesos y separados por banquitos de margas y calizas arenosas; b) uno superior, de 600 metros de espesor, con areniscas del mismo tipo litológico, pero de color castaño claro y con

similares bancos de margas arenosas, pero intercalados en mayor proporción.

Hacia el oeste, en la cuenca occidental de la Hoja 8e el tamaño del grano del grupo inferior crece de muy fino a mediano como se comprueba por los perfiles de Potrero de Díaz y cerro Bayo y del cerro Tintín, que se describen a continuación:

I) Formación Carahuasi

1. Bancos de areniscas de color rosado, de grano grueso, bien cementadas (compactas y duras); estratificadas en bancos de 0,50 a 2 m de espesor, con intercalación de horizontes conglomerádicos, con clastos de hasta 10 cm de diámetro, y margas arenosas de color pardo oscuro.
2. Areniscas blanquecinas, rosadas y gris azuladas, de grano grueso o conglomerádico; bien cementadas; duras, con intercalación de margas y areniscas verdosas y rojo ladrillo.

II) Formación Santa Bárbara

3. Margas arenosas de color pardo colorado, con intercalación de bancos duros de arenisca conglomerádica del mismo color.
4. Areniscas grano mediano, bien cementadas, compactas y durísimas, de color rosado, amarillento o pardo colorado.
5. Areniscas pardo coloradas de grano grueso y con intercalaciones de finas capas de margas arenosas verdes.

III) Horizonte Calcáreo-dolomítico

Los afloramientos más notables de esta formación se destacan en las primeras elevaciones que se extienden al poniente del Valle de Lerma y en la estructura de plegamiento que caracteriza a la sierra de Candado, cerro Toroyacu y cerro Bayo, en el centro y sur de la Hoja 8e. Son también notables en el extremo sur del cerro Tintín, en el cerro Negro y en el río Malcante. Afloramientos de menor espesor han ocupado las cuencas intermontáneas del sur de la Hoja 8e y la quebrada de la Ovejería, entre los cerros Lampacillo y Abra Blanca.

En el tramo septentrional del valle de Lerma, en la Hoja 7e (Salta), las areniscas de color rojo-ladrillo están en contacto por falla con el Ordovícico (Skiddaviano) de los ríos Santa Rufina, San Alejo y Potrero de Castillo.

Esta formación se adosa en casi toda la extensión del flanco oriental de la sierra Mojotoro, sólo que en el extremo norte lo hace mediante los niveles superiores sobre los cuales está sobrecorrido el Ordovícico, mientras que en el tramo sur la sucesión estratigráfica es normal.

Las cumbres del Guayacán, al sudoeste de Palomitas, están formadas en gran parte por esta formación que se extiende hasta esta depresión, donde está cubierta por los depósitos cuaternarios.

Por el contrario, la sierra del Gallo ofrece limitados afloramientos de la formación Carahuasi, los que quedan circunscriptos a la Trampa

8. *Formación Jujuy*. — Esta formación continental está caracterizada por depósitos fluviales esencialmente conglomerádicos, dispuestos en estratos de espesor relativamente uniforme que oscila entre cuatro y cinco metros, intercalándose areniscas margosas de color castaño claro.

El pasaje entre esta formación y la formación Carahuasi se puede apreciar en el río Seco (al sur de la Viña), donde las areniscas roj ladrillo de este horizonte tiene intercalaciones de areniscas conglome-

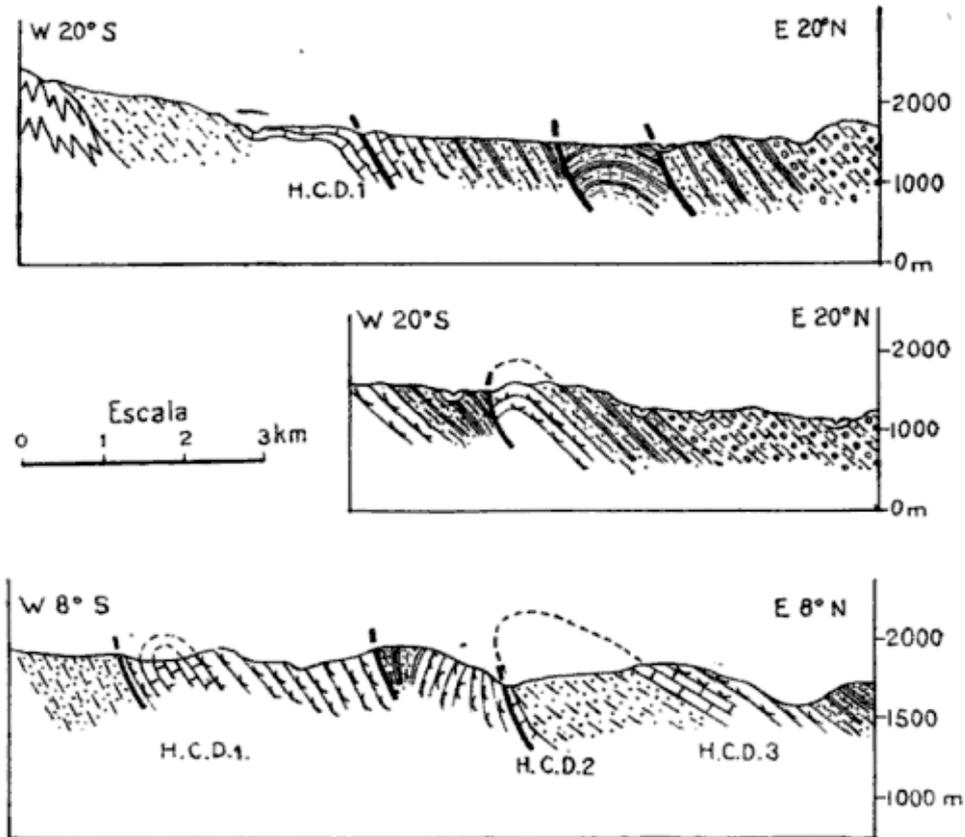


Fig. 10. — Evolución de la estructura desde la Qda. del Talar (Alemania) hasta el río de la Viña.

rádicas de color gris blanquecino, con rodados de unos cinco centímetros, pertenecientes a pizarras, etc., del basamento y rocas volcánicas.

Los afloramientos más extensos corresponden a los ubicados entre los cerros Apacheta y Negro y los que se adosan a la estructura de corrimiento del cerro La Laguna. Contra el cerro Lampacillo se dispone una larga faja de estos sedimentos que están tectónicamente infrapuestos al Precámbrico, a la formación Pirgua y a los bancos calcáreo-dolomíticos. Además han sido observados en la zona de Angastaco, fuera de la Hoja al sudoeste.

Entre las capas de rodados fluviales han sido encontrados en Agua de Castilla, próximos al arroyo de la Tesera, restos vegetales que han dado un carbón pobre, clasificable como lignito (8). En este

villorio el conjunto sedimentario alcanza un espesor del orden de los 1.000 metros y está dispuesto con rumbo N 20°-35° E e inclinación de 20° hacia el este, que aumenta a 45° desde el valle hacia la cumbre (perfil VI).

Mayor espesor tendría la serie en el cerro Apacheta, aunque no se puede asegurar, pues los rodados del Cuartario viejo cubren toda su estructura.

En la superficie correspondiente a la Hoja 7e (Salta) esta formación aflora solamente en la sierra Vaqueros, caracterizada por una estructura anticlinal.

9. *Cuartario*. — Sobre las formaciones cuartarias solamente indicaremos que cubren una superficie bastante considerable de las Hojas, principalmente como acumulaciones detríticas de pie-de-monte, conos de deyección y depósitos calcáreos de origen químico (aragonitas y travertinos), localizados en la Hoja 7e.

II. ESTRUCTURA

En la región que nos ocupa son notables los efectos de dos ciclos diastróficos que han actuado en tiempos precámbricos y cenozoicos, respectivamente. Sin embargo, estudios de carácter regional realizados por Hausen, Turner, etc., en la zona de Yavi y Santa Victoria (Jujuy), han comprobado la existencia de movimientos paleozoicos.

El primer ciclo diastrófico, referido al Proterozoico, creó la estructura del basamento; el segundo ciclo, con movimientos que pertenecen a la tectónica terciaria y cuartaria provocó la fracturación y ascenso del basamento en bloques, con la consiguiente destrucción de la estructura de plegamiento de la cubierta sedimentaria, cuyo esbozo de formación habría comenzado en tiempos paleozoicos.

A. *Estructura del basamento*. — Las rocas que integran el basamento precámbrico se han comportado en forma distinta durante los movimientos que afectaron el conjunto.

Las rocas pelíticas han cedido a los movimientos de compresión, plegándose muy fuertemente. Los pliegues que predominan son los de charnela aguda, es decir, de longitud de onda pequeña. Estas rocas poseen una esquistosidad muy marcada y un clivaje de fluididad o de plano axial que es paralelo a la misma.

Las grauvacas y areniscas arcósicas, rocas de grano más grueso que las pizarras y filitas, entre las que se intercalan, han resistido mejor la compresión que afectó al conjunto, dando pliegues más abiertos y fracturados.

El rumbo que predomina en la Hoja 8e (Chicoana), aunque con notables variaciones, es el transversal al eje de los cordones montañosos, es decir E-W.

En la sierra Mojotoro (Hoja 7e, Salta), la dirección de los ejes de plegamiento es muy variable, aunque la tendencia es conservar un rumbo oblicuo a la dirección N-S de la sierra.

La estructura del basamento fué debida a movimientos precámbricos y muy posiblemente proterozoicos, pues en la Hoja 7e (Salta) y otras regiones vecinas, las ortocuarcitas ordovícicas yacen en discordancia angular sobre las pizarras, filitas, etc. del basamento.

B. Estructura de la cubierta sedimentaria.— Las fuerzas de compresión crearon una típica estructura de plegamiento que afectó a la cubierta sedimentaria que cubre el basamento.

El tipo de plegamiento que domina el cuadro general es el que corresponde a la estructura de “*braquianticlinales asimétricos*” (anticlinales de doble hundimiento) con anticulminaciones o sinclinales también cerrados y alargados en sentido norte sur.

Las fuerzas de compresión fracturaron a su vez el basamento proterozoico en bloques, los que fueron elevados mediante fallas de tipo inverso que pasan a corrimientos. Los movimientos diferenciales resultantes de esta fracturación afectaron a su vez la cubierta sedimentaria destruyendo total o parcialmente su estructura de plegamiento; no obstante siempre quedan testimonios que permiten reconstruir la estructura, como es el caso en el cerro Lampacillo, en Pozo Bravo y en el cerro Candelaria de la Hoja 8e (Chicoana), y en los cerros San Miguel y en la sierra del Gallo de la Hoja 7e (Salta).

Las fallas inversas y corrimientos, que poseen por lo general un rumbo NNE-SSW en la Hoja 8e, normal al rumbo de los esquistos del basamento, han cortado el ala occidental de los anticlinales que están generalmente volcados hacia el poniente. Sin embargo, en la sierra Mojotoro y en los cerros San Miguel, la estructura tiene un rumbo N-S, con tendencia a quedar volcada hacia el naciente.

1. Estructura de los cerros Bayo, Tintín y Negro.— Como ejemplo típico de este plegamiento tenemos el cerro Bayo de Isonza, cuya estructura es bien notable desde las elevaciones de Piedra del Molino (Lám. I, 3).

La elevación de referencia se presenta como un anticlinal asimétrico doblemente hundido (“*doubly plunging anticline*” de Billings), alargado en sentido norte-sur —su largo es cuatro veces su ancho— donde las capas del Horizonte Calcáreo-dolomítico circunscriben la cumbre y los flancos del cerro, semejando una orla calcárea que corona la estructura de la formación Pirgua, que asoma por fractura y ero-

sión de la cúpula calcárea. El ala oriental de este anticlinal tiene una inclinación de unos 25° , mientras que el flanco occidental, donde las capas calcáreas tienen un espesor de sólo 40-50 metros, tienen valores comprendidos entre 65° - 80° . La inclinación de 25° de las capas calcáreas disminuye a 10° en el flanco sur del cerro donde son cortadas por el arroyo de la Aguada, que sigue el rumbo de la formación hasta su confluencia con el río Salado. En la ladera norte del cerro, por el contrario, los valores de inclinación llegan a 60° en el Horizonte Calcáreo-dolomítico, disminuyendo a 40° en la formación Santa Bárbara (Lám. I).

Sobre la misma línea, pero fuera de la Hoja, al sur, a unos 15 km, tenemos el cerro Bayo de Amblayo, gemelo estructural del cerro descrito anteriormente. Desde larga distancia se aprecia que la bóveda

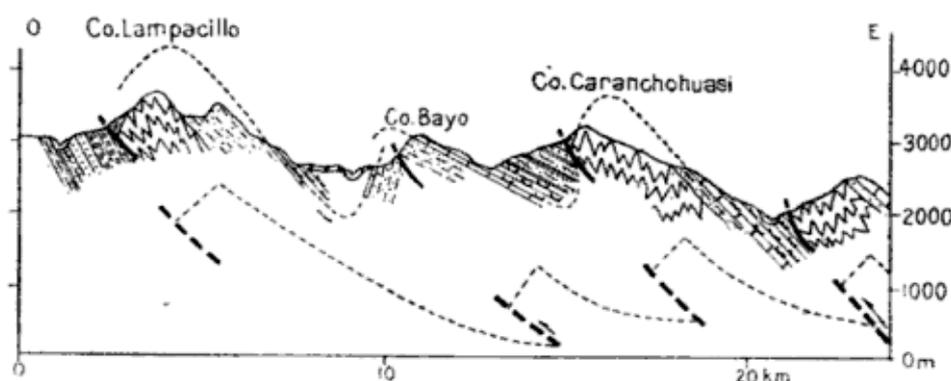


Fig. 11. — Supuesta relación entre la estructura de plegamiento de la cubierta sedimentaria y la estructura en bloque del basamento, que se ha imaginado en el perfil inferior.

calcárea está completa y el anticlinal cerrado por lo menos en su ladera norte, y que, además, parece ser simétrico, pues sus flancos conservan la misma inclinación. Entre ambas culminaciones (cerros Bayo de Amblayo y de Isonza) tendríamos una anticulminación o cuenca (braquisinclinal) que corresponde al valle del río Salado (Lám. II).

Otro ejemplo de este tipo de estructura lo presenta el cerro Tintín, con la diferencia de que el anticlinal es incompleto, puesto que los corrimientos del Angosto de la Peña y del Cajoncillo han eliminado el ala occidental y norte de la mencionada elevación (Perfil IV y figura 2). Por otra parte, hemos visto que los anticlinales de los cerros Bayo de Isonza y de Amblayo son más bien chatos, mientras que en el cerro Tintín la inclinación de las alas es mayor, resultando un anticlinal más elevado con respecto al valle y con su cúpula sedimentaria erosionada, por lo que aflora el núcleo precámbrico. La inclinación de las alas aumenta de 25° a 45° desde el sur hacia el norte; así como también desde el valle hacia la cumbre. Esta diferencia en

el buzamiento de las capas es notable en el ala sur de la citada elevación comparando los valores de inclinación de las formaciones Pirgua y Carahuasi.

Sobre el mismo rumbo NNE-SSW, pero unos 30 km al sur, se eleva el cerro Negro, caracterizado por una estructura similar a la del cerro Tintín, con la diferencia de que el basamento se presenta como un reducido afloramiento adosado a la falla occidental, que también corta el pliegue de aquella otra elevación.

En el cerro Lampacillo se repite la estructura con la diferencia de que el anticlinal es todavía más elevado que en los casos anteriores y el núcleo precámbrico asoma en una mayor superficie, quedando remanentes de la cubierta en la ladera norte y oeste, donde ha sido cortado por el corrimiento de Tonco.

Al oeste de esta elevación, en el cerro Abra Blanca, se insinúa este tipo de plegamiento. Las capas calcáreo-dolomíticas se extienden a lo largo de la ladera este del cerro con rumbo noroeste e inclinación de 75° hacia el este, y próximo a la senda que une Tonco con Abra Blanca cambia el rumbo hacia el oeste-noroeste, como consecuencia de una flexura que ha dispuesto las capas calcáreas y de areniscas con inclinación al poniente. Al partir del portezuelo tenemos un nuevo cambio de rumbo que se conserva hasta la depresión de Cachipampa, donde las flexuras son más numerosas, dando lugar a un afloramiento de recorrido sinuoso que finalmente desaparece bajo los sedimentos lacustres.

2. *Estructura del cerro Toroyacu y de la sierra del Candado.* — Las areniscas de color castaño claro de la formación Carahuasi (“Terciario Subandino” y “A. Superiores”) se han plegado en el cerro Toroyacu y su prolongación norte de la sierra del Candado, dando dos pliegues anticlinales asimétricos y regulares con su anticulminación intermedia (Perfil IV y Lám. II). Los valores de inclinación de los estratos aumentan desde el núcleo a la cresta, donde alcanza los $75-80^\circ$. A su vez este pliegue de rumbo N-S estaría cortado por una fractura transversal paralela al río Candado, que separa las elevaciones de referencia. Como consecuencia de esta dislocación se tiene una disminución en los valores del buzamiento desde el cerro Toroyacu hacia la sierra del Candado, donde la ondulación es tan suave ($5-10^\circ$) que prácticamente desaparece.

La cubeta sinclinal une ambas culminaciones, en aparente simetría, por medio de los bancos superiores del complejo terciario y por las primeras camadas conglomerádicas de la formación Jujuy. Finalmente, esta estructura es interrumpida en el oeste y sur por la falla de la Sala del Candado, que pasa a lo largo de las elevaciones ubicadas entre Rumiarco y el Mollar. En el primer tramo de esta rup-



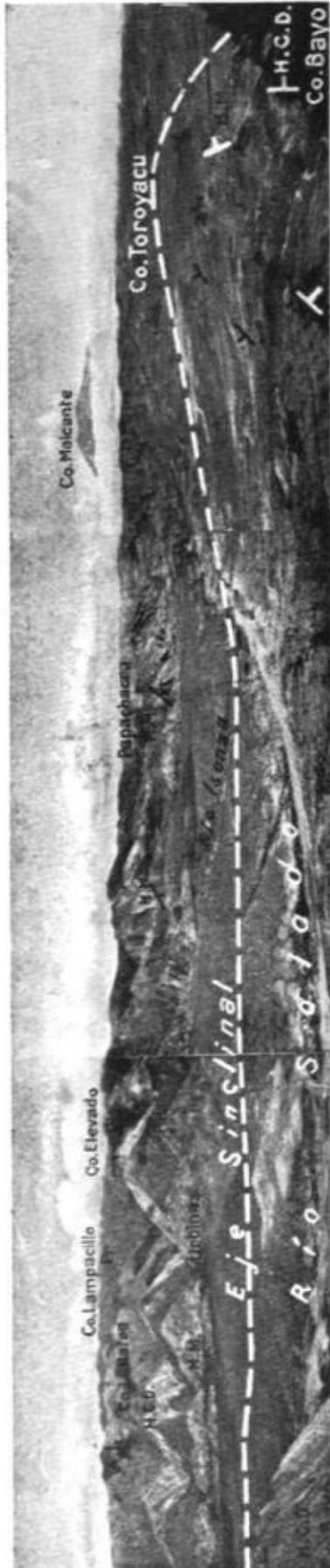
1. Pliegue disarmonico en las areniscas y margas de la formación Santa Bárbara. Qda. de Escoipe, próximo a San Fernando.



2. Vista tomada desde la Laguna hacia el SE. En primer plano cono de deyección recortado. A la izquierda el C° Laguna corrido sobre la formación Jujuy.



3. Aspecto de la serranía al sur de Piedra de Molino. En primer plano H. Calcáreo dolomítico; al fondo izquierda el anticlinal cerrado del C° Bayo.



Vista panorámica desde la cumbre del C° Bayo (3.080 m) hacia el NE (derecha). N y NO y O (izquierda). Note el curso del río Solado que seguiría un supuesto sinclinal ubicado entre los cerros Bayo y Bateu, donde los espolones de calcaireo semejan los dientes de una sierra.



Las aristas de la formación Carnalunsi plegadas en anticlinal en el C° Caudado. Hacia el Norte (izquierda) el flanco este del C° Malcante; a la derecha el C° Laguna.



Detalle de la misma estructura, pero tomada hacia el sur, desde la arista que une la Yesera con Toroyacu.

tura las areniscas terciarias han sido arrastradas, formando un sinclinal apretado con el ala occidental rebatida. Entre la sierra del Candado y el cerro La Laguna los estratos más superiores de la formación Carahuasi están plegados en anticlinal asimétrico fallado, estructura que es cortada por el arroyo de la Yesera en todo su recorrido norte. El eje anticlinal tiene un rumbo N10-20°E y la inclinación de las capas es de 20° hacia el este en Agua de Castilla, aumentando a 80° en la Yesera. Hacia el este continúa la estructura en la formación Jujuy, que finalmente choca contra el macizo precámbrico oriental que, a su vez, está corrido sobre ella. Hacia el sur esta formación monoclinial termina en la confluencia de las que-

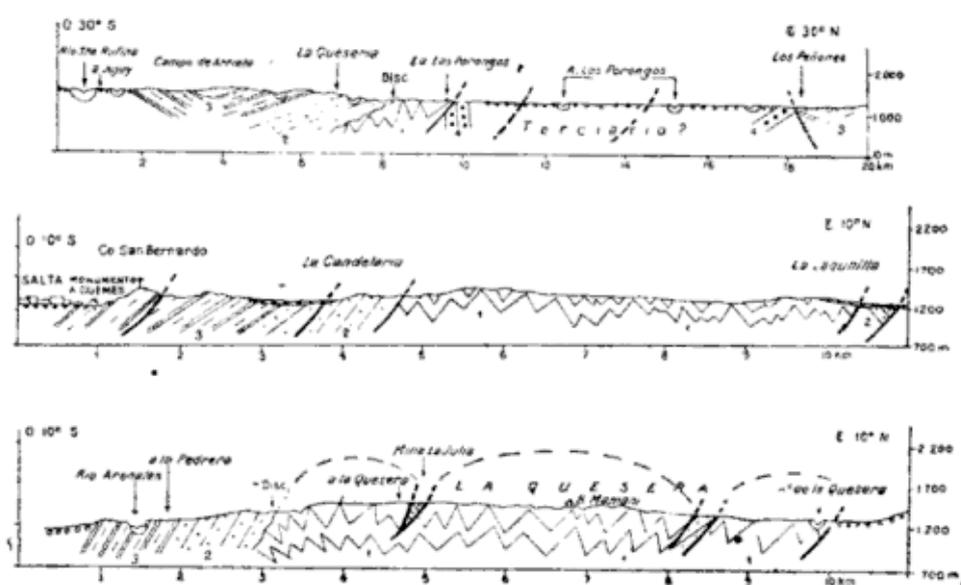


Fig. 12. — Perfiles transversales de la sierra de Mojotoro (Hoja 7c) trazados a la latitud de La Caldera, Salta y La Quisera. 1. Precámbrico; 2 y 3, formación Mojotoro; 4, formación Carahuasi.

bradas de Chilo y Cachiyuyal, surco erosivo que coincide con una fractura que se prolongaría hasta el Malpaso.

Entre la cuenca sin desagüe de Cachipampa y el cerro Toroyacu se extiende, desde la Piedra del Molino hasta Potrerillo, una larga faja de estratos calcáreo-dolomíticos y de areniscas que se disponen en conjunto como un monoclinial de poca inclinación, aunque son comunes los pliegues y fracturas.

3. *Estructura del cerro Malcante.* — Las fuerzas de compresión elevaron a considerable altura (5000 m) el cerro Malcante y provocaron una estructura de corrimiento en todo su frente oriental y sur, por lo que se supone que el mecanismo de ascenso fué debido a fallas de pequeño ángulo (Perfil III y Fig. 4).

Las capas de la formación calcáreo-dolomítica se disponen como un extenso manto —en gran parte cubierto por el relleno moderno—

suavemente plegado y con buzamiento general (5-10°) hacia el sudeste.

En el tramo superior del río Escoipe y en sus quebradas colectoras se puede estudiar con cierto detalle la tectónica resultante como consecuencia del avance sudeste del cerro Malcante. La disturbación de las "Margas multicolores" y de las areniscas del nivel inferior de la formación Carahuasi, próximo a San Fernando, son testimonios de la tectónica severa que afectó a esta región, pues no faltan los pliegues del ángulo pequeño, ni las "cobijaduras" locales.

El manto calcáreo de Malcante es cortado por la fractura que, pasando por Caro, ha elevado el basamento de pizarras en Mina Lola, inclinando la formación 20° hacia el sudeste. Esta estructura monoclinal es cortada por el gran corrimiento oriental del cerro La Laguna que se extiende por toda la Hoja, con muchas probabilidades de proseguir hasta el valle de Santa María.

Entre el macizo del cerro Malcante y su prolongación oeste, la serranía de Piul, la cubierta sedimentaria, que rellena la depresión tectónica de Pozo Bravo, ha sido comprimida y alargada en sentido NNE-SSW, sobre todo en el portezuelo, donde los macizos están prácticamente unidos. El resultado es que han formado escamas en el Horizonte Calcáreo-dolomítico que acompaña el borde oeste y sur de la cuenca, insinuándose en el borde oriental, afloramiento de Condorhuasi, como si en un tiempo hubiera formado parte de una cubeta con estructura de sinclinal cerrado (Perfil I).

4. *Estructura de los ríos de la Viña y de Osma y del cerro Candalaria.* — Aguas arriba del río de la Viña, en la toma del canal del Tunal, afloran los primeros bancos de la serie, representada por las areniscas de grano fino a muy fino, de color castaño claro, correspondiente al nivel superior de la formación Carahuasi. En Entre Ríos aflora el grupo inferior limitado por una fractura que corre paralela a la quebrada de las Pircas o del Churquí, que a su vez corta la estructura de anticlinal asimétrico, con su eje en arco hundido al norte y su ala occidental también fallada. El conjunto ha sido eliminado por el corrimiento transversal del río de la Viña, que corre desde Ojo de Agua hasta La Viña, pasando por la Encrucijada.

Para interpretar esta estructura fué necesario levantar una poligonal a lo largo del río del Tobar, colector del río Guachipas, que corre hacia el naciente unos ocho kilómetros al sur de La Viña. Además, facilitaron la explicación los perfiles que se levantaron cuando se estudió la estructura del cerro Quitilipe, prolongación sur de la estructura de La Viña.

En los perfiles de la figura 10 se puede apreciar la evolución del plegamiento desde el cerro Quitilipe hasta el río de la Viña. El anticlinal que forman los afloramientos 1 y 2 del Horizonte Calcáreo-

dolomítico (perfil inferior) se hunde hacia el norte, donde afloran las formaciones superiores en orden creciente de edad (perfil medio y superior).

En Meliendres y la Encrucijada las arcillas polieromas de la Faja Verde y el Horizonte Calcáreo-dolomítico están muy plegados y presentan estructura en escamas (Perfil X). Hacia el norte la faja calcárea pasa a formar un solo afloramiento cuya superficie se agranda desde el Parral hasta el Lambedero (quebrada de Osma), para luego disminuir en el cerro Candelaria y acuñarse hacia la quebrada de Escoipe.

Esta disposición del afloramiento calcáreo y de la serie que lo acompaña obedece a razones estructurales. Hasta el Lambedero el horizonte calcáreo se presenta en estructura monoclinal con un rumbo general NNE-SSW y una inclinación de 75° - 80° hacia el este, mensurable en las quebradas de Ampascachi y Potrero de Díaz. En la

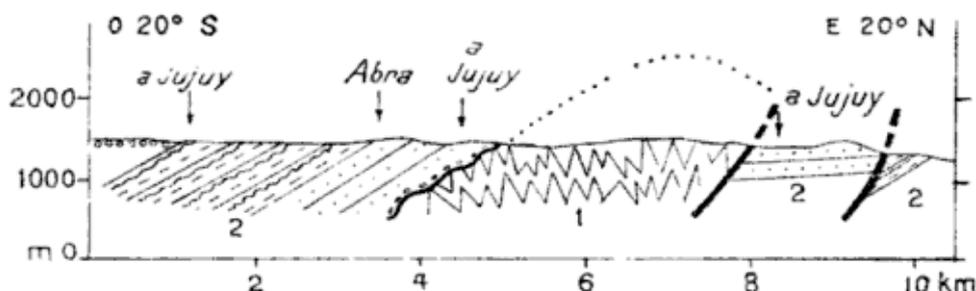


Fig. 13. — La sierra de Mojotoro a la altura del camino que va a Jujuy. 1. Precámbrico; 2. formación Mojotoro.

quebrada de Osma la serie forma un suave pliegue anticlinal que hacia el oeste pasa a un sinclinal fracturado, con su ala occidental muy inclinada que se extiende hasta la cumbre de Viñaco. En los cerros Chibilme y Candelaria la serie cambia de rumbo al mismo tiempo que se acuñan los afloramientos correspondientes al miembro inferior de la formación Carahuasi ("Terciario Subandino" y "A. Superiores") y a la formación Santa Bárbara ("Margas multicolores"), observándose solamente los bancos calcáreos y las areniscas infrapuestas, que contornean el extremo norte del cerro Candelaria como si fuera un cierre estructural. Finalmente, los corrimientos de Las Lajas y de Las Animas, de trazo paralelo, han cortado los bancos calcáreos y el nivel de conglomerado brechoso correspondiente a la formación Pirgua.

5. *Estructura del bloque cerro La Laguna-cerro Caranchohuasi.* — Explicado el tipo de plegamiento que caracteriza a esta región, toca ahora ocuparse de la estructura en bloques para completar el cuadro tectónico.

Al estudiar el plegamiento de la cubierta sedimentaria se ha indicado que los anticlinales están, por lo común, volcados hacia el oeste, lo que coincide con bloques de montaña inclinados hacia el naciente y elevados por fallas de tipo inverso, que pasan a corrimientos, mediante un plano que sería paralelo a los ejes de los anticlinales (figura 11).

Como ejemplo de esta estructura se destaca el bloque precámbrico cerro La Laguna-cerro Caranchohuasi, que se extiende a lo largo de casi toda la Hoja, con su línea de cumbres desplazadas hacia el oeste, como es el caso en los bloques inclinados hacia el naciente. El carácter compresional del movimiento general para este tipo de dislocación se confirma por los jirones de estratos calcáreos que han quedado como pegados al plano de corrimiento en la región de las Asperezas, Chilo y Agua de Castilla. Esta línea tectónica tiene una longitud que sobrepasa los 60 kilómetros, extendiéndose hacia el sur por casi toda la Hoja vecina. Su rechazo vertical alcanzaría el orden de los 5000 metros.

El extremo sur del bloque, el cerro Caranchohuasi, conserva parte de la cubierta de areniscas y calcáreos dispuestos en estructura monoclinal sobre el basamento precámbrico limitado por el corrimiento oriental, que se extiende desde los nacimientos de la quebrada de las Chacras hasta la salida de la quebrada de Escoipe, en un recorrido de más de 50 kilómetros.

Al naciente de este frente de corrimiento se tiene otra dislocación que corre paralela a la que ha elevado el bloque oriental. Entre estas dos estructuras se aloja la depresión de Potrero de Díaz y la del Churqui Solo, separadas por el portezuelo de los Sauces.

En Potrero de Díaz el complejo sedimentario presenta en conjunto una estructura monoclinal hacia el este que está limitada por el bloque precámbrico del cerro Bravo. Los corrimientos transversales del Encañan y del río de Escoipe han plegado y dislocado esta estructura monoclinal.

El cerro Bravo se ha volcado hacia el sudeste junto con las "Areniscas Inferiores", el Horizonte Calcáreo-dolomítico y las "Margas Multicolores", formaciones que cambian de rumbo e inclinación en la quebrada de Potrero y en el Nogalito. La fractura de Corral Colorado, que se prolongaría hacia la quebrada de Juan Díaz, ha dispuesto en posición vertical los bancos calcáreos y las arcillas policromas de la "Faja Verde".

En Churqui Solo los bancos calcáreos y las arcillas policromas están plegados en anticlinal asimétrico cerrado con eje hundido al sur, comprimiéndose el pliegue hacia el Durazno, por la proximidad que existe entre el corrimiento del bloque oriental y del que ha separado el Alto de Viñaco del cerro Bravo.

Toca finalmente ocuparse de la gran falla que deslinda el borde este de la Puna y que se extiende en nuestra Hoja a lo largo del río Calchaquí, desde Payogasta hasta Angostura. La disposición del basamento y de la formación Pirgua, que asoma por erosión de la ancha faja detrítica del Cuartario viejo, permiten marcar el trazo de la falla con bastante seguridad, dislocación que, por otra parte, seguiría el curso del río en casi todo su recorrido, desde la Poma hasta Cafayate.

6. *Estructura de los cerros San Miguel (Cerrillos).* — La tendencia a formar estructura de anticlinales cerrados, con los típicos ejemplos de los cerros Bayo, Tintín, etc., descriptos en la cuenca occidental de la Hoja 8 e (Chicoana), se repite en la zona del valle de Lerma, como es el caso de los cerros San Miguel (Cerrillos) y de la sierra de Vaqueros, ubicados al suroeste y noroeste de la ciudad de Salta, respectivamente.

La estructura de los cerros San Miguel (Fig. 15) se ha interpretado como un anticlinal asimétrico hundido hacia el sur, con el ala oriental cortada por una falla; dislocación que ha eliminado el Horizonte Calcáreo-dolomítico, muy notable en el ala occidental y sur, donde los bancos de calizas oolíticas contornean el extremo sur del cerro con una inclinación de 30° , indicando el cierre estructural.

Esta formación calcárea, cuyo espesor es de sólo 100 metros, se apoya mediante un conglomerado de base sobre las ortocuarcitas ordovícicas que afloran en el resto de la sierra, con excepción del borde oriental, donde asoman las pizarras y filitas del basamento proterozoico.

La aparente normalidad del anticlinal está dada por los afloramientos del Horizonte Calcáreo-dolomítico que están alineados al este de la citada elevación, como si correspondieran al ala oriental; sin embargo, los bancos de calizas, que se apoyan mediante el conglomerado de base sobre las ortocuarcitas, tienen una inclinación de 20° hacia el oeste, como resultado de una estructura de escamas.

Los bancos de caliza oolítica, explotados en gran escala en la zona para la obtención de cal, vuelven a aflorar al sur de San Agustín con rumbo E-W e inclinación hacia el sur, seguramente como resultado de una dislocación transversal que ha elevado nuevamente la sierra.

La sierra Vaqueros puede ser considerada como un anticlinal de doble hundimiento, solamente que este caso está totalmente elaborado en las capas conglomerádicas de la formación Jujuy.

7. *Estructura de la sierra de Mojotoro.* — En una publicación anterior (11) se ha tratado la sierra de Mojotoro para explicar la es-

estructura en el tramo donde el río Mojotoro y la quebrada de Gallinato cruzan la sierra con rumbo E-W, a unos 8 km al noreste de la ciudad de Salta.

Para completar el cuadro tectónico en esta sierra, que en conjunto se presenta como un anticlinal simple volcado hacia el este, pero que en detalle es más complejo, explicaremos la estructura mediante perfiles transversales a lo largo de la sierra en todo su recorrido por la Hoja, desde el tramo donde el camino de cornisa que va a Jujuy cruza la serie (Fig. 3) hasta la latitud del cerro El Ceibalito, donde nacen las quebradas de Pingüyal y de la Mora con drenaje hacia el valle de Lerma y hacia la depresión Palomitas-Güemes, respectivamente.

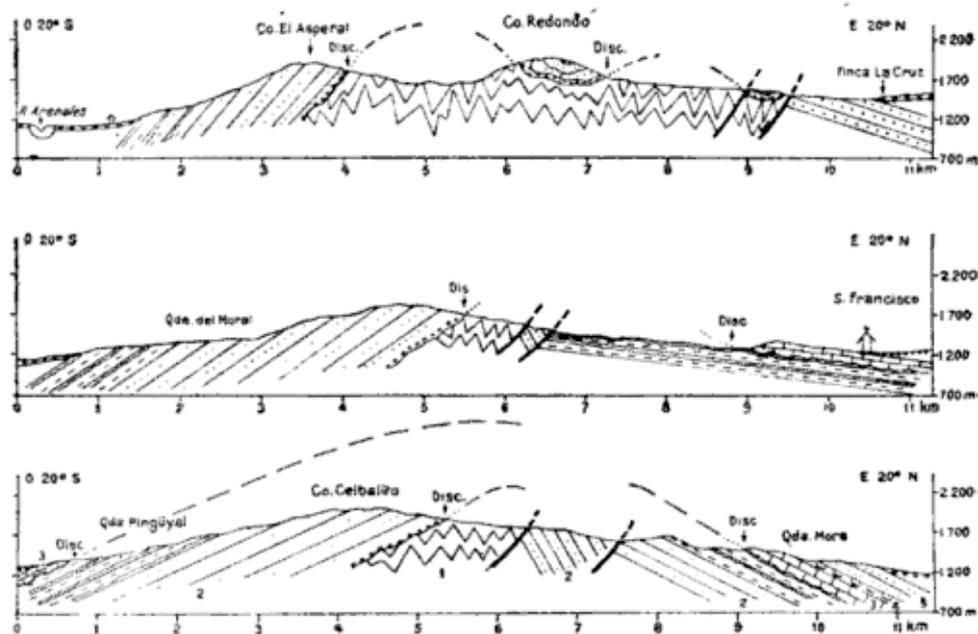
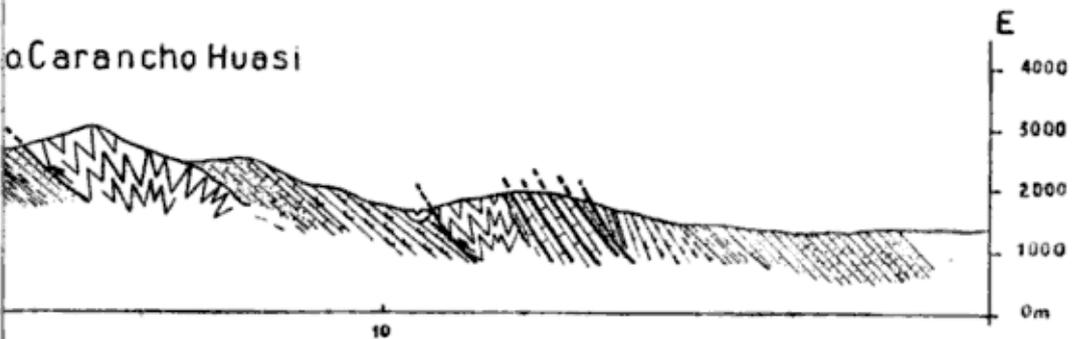
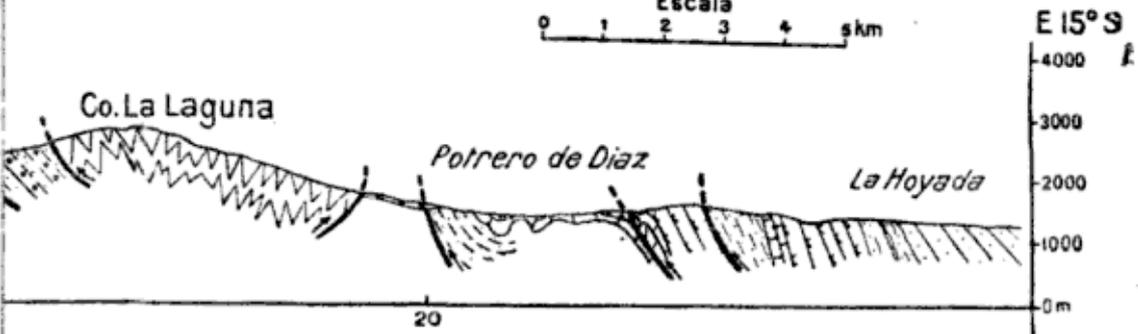
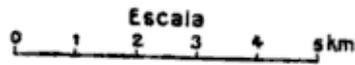
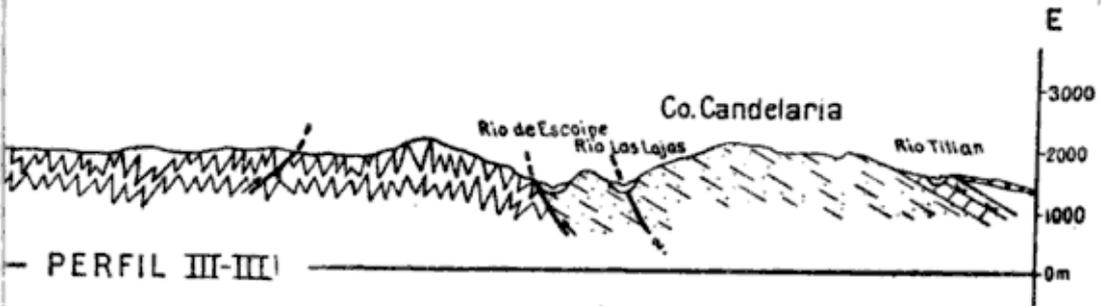
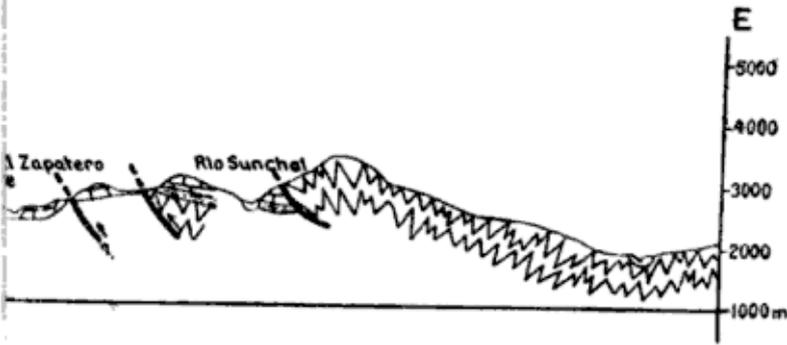


Fig. 14. — Serie de perfiles al sur de la sierra de Mojotoro. 1. Precámbrico; 2. formación Mojotoro; 3. Horizonte Calcareo-dolomítico; 4. formación Santa Bárbara; 5. formación Caralhuasi.

En los perfiles transversales (Fig. 12 y 14) se puede apreciar cómo el basamento proterozoico se hunde hacia el norte y sur de la Hoja, estando sobreelevado en la región comprendida entre la quebrada de Gallinato y La Quesera. Hacia el sur de La Quesera el basamento está cada vez más cubierto por la serie ordovícica que se apoya normalmente en casi toda la ladera occidental de la sierra, donde es posible observar la discordancia angular que media entre ambas formaciones desde el cerro Candelaria hasta el cerro El Ceibalito. El flanco oriental del anticlinal, próximo al eje, está en contacto con el basamento por una falla, como consecuencia de una estructura en escamas que ha repetido los bancos de ortocuarcitas y lutitas ordovícicas.

Sobre la formación Mojotoro con *Yuyuyaspis Keideli* Kob. (Tre-



madoc. inf.) se apoya el Horizonte Calcáreo-dolomítico mediante un conglomerado de base, similar al descrito en el anticlinal de Cerrillos. Además, en el flanco oriental siguen a los bancos calcáreos la formación Santa Bárbara, con desarrollo del nivel correspondiente a la Faja Verde y los bancos de areniscas finas de color rojo-ladrillo de la base de la formación Carahuasi.

El anticlinal tiene un rumbo similar al correspondiente a los cerros de San Miguel, que ya se ha explicado, y del cual está separado por la depresión del valle de Lerma, donde corre el río Arenales.

El ala occidental del anticlinal tiene una inclinación que disminuye desde 60° hasta 20° , yendo de norte a sur. Las dislocaciones en el ala oriental han modificado estos valores de inclinación que serían normales en un anticlinal hundido hacia el sur; pues, en este caso, la inclinación de los estratos disminuye hacia el norte desde 45° hasta $5-10^\circ$, razón por la cual el afloramiento correspondiente al Horizonte Calcáreo-dolomítico cubre una amplia superficie en San Francisco (Fig. 14).

Más hacia el norte, en la latitud de La Quesera, sobre una amplia superficie de basamento se observan algunos enclaves de ortocuarcitas ordovícicas correspondientes a una estructura de escamas como la que se ha descrito más al sur; solamente que en este caso los movimientos de compresión parece que han afectado más este tramo de la sierra; y, además, está ausente la cubierta mesozoica-terciaria junto con gran parte de la serie ordovícica (nivel de lutitas del Tremadociano inferior) que está bien desarrollado en el flanco occidental de la estructura.

En La Pedrera, siempre sobre el flanco occidental de la sierra, se han encontrado trilobites del Tremadociano Superior. En este caso la formación Mojotoro tiene un rumbo más meridional y una inclinación de 45° , que disminuye a 25° en el extremo sur del cerro San Bernardo, donde las lutitas son portadoras de fósiles skiddavianos.

La estructura del cerro San Bernardo no difiere mucho de la descrita anteriormente (Fig. 12), y no parece justificada la interpretación de Frenguelli, más tarde confirmada por Loss (6. pág. 23), de que la serie está en posición invertida. Por el contrario, la posición de los estratos guardan una estrecha relación tectónica con el resto de la serie que aflora en todo el flanco de la sierra. La única diferencia estaría dada por el hecho de que en el caso del cerro San Bernardo no se observa la discordancia angular que media entre la formación ordovícica y el proterozoico, pues una estructura de escama ha sido la consecuencia de que el contacto sea por falla y que los estratos presenten diferente inclinación. La similitud de la estructura de corrimiento del flanco oriental se conserva en La Lagu-

nilla, donde un retazo de areniscas silíceas tienen inclinación al naciente.

Al norte de La Lagunilla la faja ordovícica del frente oriental tiene mayor espesor y es aquí donde la serie está en posición invertida, como se ha explicado (11) al tratar la quebrada de Gallinato (al norte del río Mojotoro), donde se han encontrado niveles con trilobites llanvirnianos y skiddavianos (Corral de Barranca y quebrada de Santa Gertrudis), cuya posición confirma esta interpretación que fué supuesta por Bonarelli.

Indudablemente, las perturbaciones tectónicas son todavía más acentuadas en el tramo norte de la sierra, desde el surco erosivo del río Mojotoro hasta el camino de cornisa que va a Jujuy, pues los cambios de rumbo e inclinación, así como también la sucesión de los estratos, son muy variables en trechos cortos. De ese modo se tiene que la posición volcada de los estratos estaría restringida a la zona ubicada entre La Lagunilla y la quebrada de Valencia, donde el Terciario está en contacto por corrimiento, no con las areniscas arcillosas

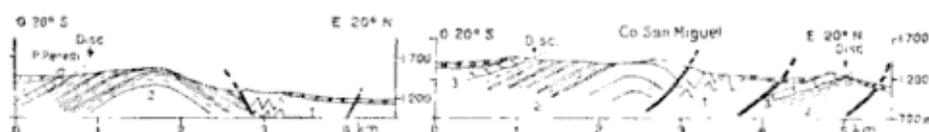


Fig. 1a. — La estructura de los cerros San Miguel (Cerrillos). 1. Precámbrico; 2. formación Mojotoro; 3. Horizonte Calcáreo-dolomítico

negruzcas del Llanvirniano de las quebradas de Gallinato y Santa Gertrudis, sino con las ortocuarcitas pardo-rojizas que corresponden al nivel inferior de esta formación, al cual se sobrepone normalmente el nivel superior fosilífero, que finalmente choca por corrimiento contra el basamento con rumbo $N5^{\circ}O$ e inclinación de 45° al oeste.

En la quebrada de la Despensa la serie ordovícica está todavía más perturbada, con el agravante de que el basamento de filitas y pizarras no aflora en todo el recorrido de la quebrada, ocupada en gran parte por ortocuarcitas pardo-rojizas que tienen un rumbo E-W y una inclinación de 10° hacia el norte.

El próximo surco erosivo que permite hacer observaciones, aunque siempre con la dificultad que ocasiona la vegetación, muy particularmente exuberante en este tramo de la sierra, es el de la quebrada de los Porongos o de los Peñones, que hacia el noreste corta un afloramiento de Ordovícico desconectado de la sierra de Mojotoro, y que por su rumbo correspondería al que pasa por el dique de la Ciénega (Fig. 12).

Finalmente, entre los portezuelos de la sierra de Mojotoro y de Santa Laura, en la provincia de Jujuy (Fig. 13), es posible estudiar la

serie, que en conjunto está bien desarrollada, pues afloran las lutitas de color amarillento del Tremadociano Inferior hasta las ortocuarcitas conglomerádicas que se apoyan en discordancia sobre el basamento.

8. *Estructura de la sierra del Gallo.*—La tectónica de la sierra del Gallo, como se puede observar en el mapa en colores, es en líneas generales de fácil explicación. En conjunto muestra esta sierra una estructura similar a la de Zapla-Puesto Viejo (7, mapa), como que morfoestructuralmente es su prolongación austral; aunque está desconectada por la depresión del río Mojotoro-Lavayén. Por otra parte, la tectónica de la sierra del Gallo hace recordar a la de los cerros

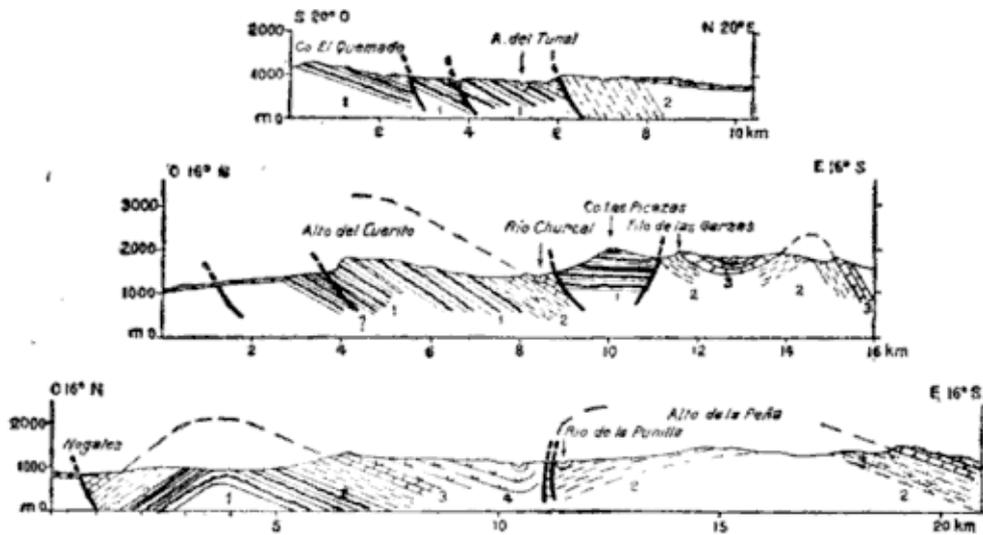


Fig. 16. — Sierra del Gallo: 1, formación Unclimé - formación Pirguita (« A. Inferiores »); 3, Horizonte Calcáreo-dolomítico; 4, formación Santa Bárbara (« Margas Multicolores »). (Ver ubicación en mapa en colores).

Bayo, Tintín, etc., de la Hoja 8e (Chicoana), solamente que en estos casos el basamento de la cubierta mezoica-terciaria lo forman los esquistos proterozoicos, mientras que en la sierra mencionada el substratum es la formación ferrífera.

La sierra del Gallo y sierras adyacentes muestran una estructura de plegamiento donde se destacan anticlinales asimétricos (Fig. 16) volcados hacia el poniente y con sus ejes hundidos hacia el sur, como consecuencia de que los movimientos de ascenso han sido mayores en el frente norte, donde las formaciones han quedado truncadas por fallas transversales al eje de la sierra.

El ala occidental de los anticlinales, en los afloramientos calcáreos, tiene valores de inclinación que oscilan entre los 70-75°, mientras que en el ala oriental no pasan de los 30°.

Los "pitches" de los anticlinales son muy notables, pues los forman

las capas guías del Horizonte Calcáreo-dolomítico y de la formación de Santa Bárbara, aflorantes en la región de la Trampa y de El Salto.

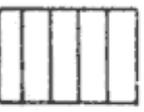
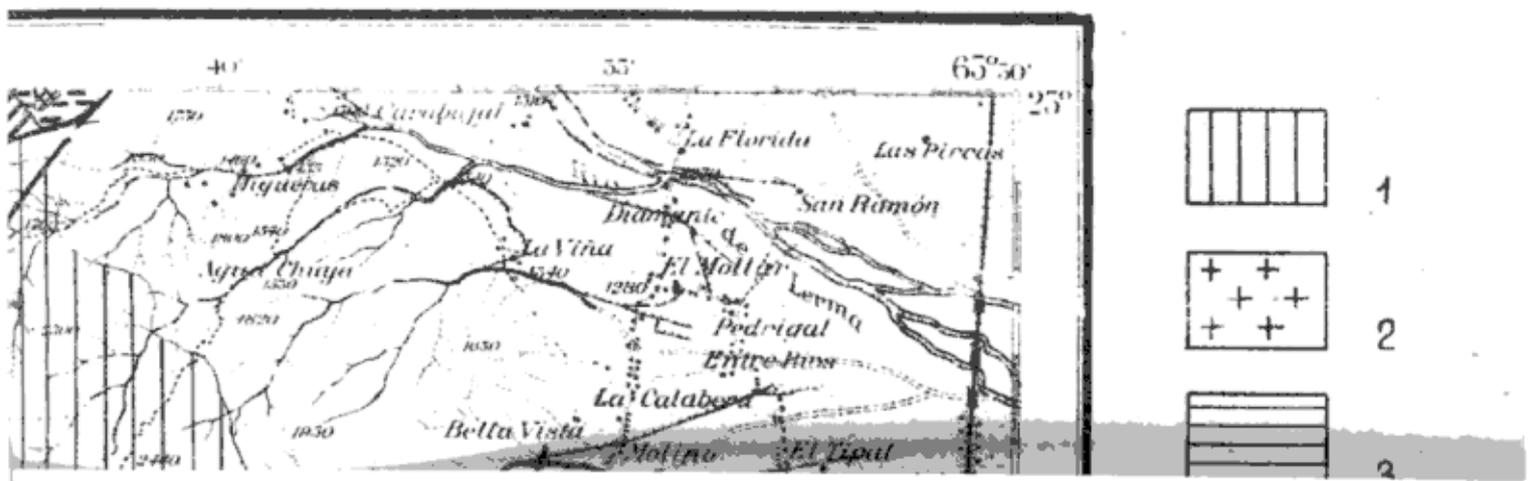
El anticlinal de la sierra del Gallo está limitado al oeste por una gran falla de trazo curvo que se extiende desde Yasquiamé hacia Palomitas, por lo que las capas calcáreo-dolomíticas y de las formaciones contiguas se acuñan hacia Los Nogales, donde tienen una inclinación de 40° hacia el oeste. La serie mesozoico-terciaria, por el contrario, se extiende en el ala oriental hasta muy al norte (La Cueva), donde las capas calcáreas se acuñan con 30° de inclinación y finalmente son eliminadas por la falla que sigue el rumbo de la quebrada homónima y del río Sunchal, con corrientes en sentido norte y sur, respectivamente.

Hacia el suroeste, en el Alto de la Peña, se desarrolla el otro anticlinal, con su eje hundido hacia el Salto, donde las arcillas bentónicas de la "Faja Verde" chocan contra las areniscas de la formación Pirgua ("A. Inferiores") coronadas por el Horizonte Calcáreo-dolomítico del cerro San Antonio. Esta elevación, por sus variaciones de rumbo, tiene un trazo curvo con concavidad hacia el norte, por lo que su línea de cumbres sale fuera de la Hoja.

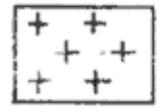
La estructura del cerro San Antonio parece que se dirige con rumbo sudoeste hacia Virgilio Tedín (15 km al norte de Juramento), para seguir con rumbo E-W hasta conectarse con la estructura de la sierra de Mojotoro, que en La Troja cambiaría su rumbo hacia E-W. Esta suposición estaría confirmada por las observaciones efectuadas al sur de la finca de El Estanque (sur de la sierra de Guayacán), donde la serie tiene un rumbo transversal. A su vez esta conexión estructural del Mesozoico estaría condicionada por la estructura de la formación ordovícica, que ligaría en profundidad la sierra de Mojotoro con la sierra del Gallo, como si correspondiese a un cordón litoral que marca el límite sur de la ingresión paleozoica, contenida por una dorsal proterozoica. Esta suposición estaría confirmada por la razón de que en el surco erosivo del río Pasaje se desconocen las formaciones paleozoicas, ya que la formación Pirgua descansa sobre el Proterozoico.

ABSTRACT.— Geological studies on the Sheets 8e (Chicoana) and 7e (Salta) of the Argentine economic-geological map (1:200,000) showed the presence of the following formations: 1) Precambrian slates, phillites, etc.; 2) Mojotoro formation: lutites, orthoquarzites and quartzitic sandstones, Lower and Middle Ordovician; 3) Unchimé formation: siliceous, iron and micaceous sandstones of Silurian age; 4) Pírgua formation: sandstones and calcareous sandstones; 5) dolomite-limestone Horizon: oolitic limestone, phytogenic limestone and gastropods limestones; clay and lutite; 6) Santa Bárbara formation; many coloured clays with insects and fishes, phytogenic limestones marls and sandstones; 7) Carahuasi formation light brown and brick red sandstones with intercalations of marls; 8) Jujuy formation: conglomerates and sandstones. Formations 1-5 are probably

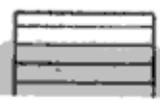
HOJA 8^e (CHICOANA)



1



2



3

Triassic-Cretacic age. Santa Bárbara formation is Upper Cretacic-lower Tertiary. Carahuasi formation lower Cenozoic. Jujuy formation Upper Cenozoic.

The sedimentary rocks show a doubly plunging fold structure (Billings). In the Chicoana Sheet and Easter region of the Salta Sheef the anticlines are overturned to the west; but in the sierra Mojotoro and cerros San Miguel the overturning is to the opposite side. The anticlinal nose shows a markedly southward pitching.

Compressional forces by means of reverse faults of low angle have cut the folds.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. BONARELLI, G. *Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del Norte (Prov. de Salta y Jujuy)*. An. Min. Agric., Secc. Geología, etc., XV, n° 1, 4 figs. 12 láms., 3 map. Buenos Aires, 1921.
2. GROEBER, P. *Mesozoico. Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. de Est. Geográficos Gaea, II, 1ª parte, 1-544, Buenos Aires, 1952.
3. HARRINGTON, H. J. y LEANZA, A. F. *Los trilobites ordovicicos de la República Argentina*. Universidad de Buenos Aires, Fac. Cienc. Exact. Fís. y Naturales, 1-524, 77 láms., Buenos Aires, 1950 (Inédito).
4. HASS, O. *Mesozoic invertebrate faunas of Perú*. Bull. Amer. Museum Nat. Hist., Vol. 101, 1-328, 18 láms., New York, 1953.
5. KEIDEL, J. *El Paleozoico. Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. de Est. Geográficos Gaea, I, 127-304, Buenos Aires, 1947.
6. LOSS, R. *Contribuciones al conocimiento de las faunas graptolíticas del Norte Argentino. I. Graptolites del cerro San Bernardo (Salta) y de la zona del dique de la Ciénaga (Jujuy)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., VI, n° 1, 21-61, Buenos Aires, 1951.
7. NIENIEWSKY, A. y WLEKLINSKY, E. *Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (Provincia de Jujuy)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., V, n° 4, 169-203, Bs. As., 1950.
8. RASSMUSS, J. *Observaciones geológicas en Salta. III. La cuenca de Metán*. Boletín n° 4, Dir. Gen. Minas, Geol. e Hidrología, 25-37, Bs. As., 1921.
9. RUIZ HUIDOBRO, O. J. *Estudio geológico de la región de los cerros Quitilipi y Pirgua (Depto. Guachipas, Prov. de Salta)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., IV, n° 1, 40-75, Buenos Aires, 1949.
10. -- *Descripción geológica de la Hoja 8ª Chicoana (Salta)*. Dir. Nac. de Minería, 1-76, Buenos Aires, 1953 (inédito).
11. RUIZ HUIDOBRO, O. J. y GONZÁLEZ BONORINO, F. *La estructura de la sierra de Mojotoro y la utilidad de "Cruziana" como indicador estructural*. Rev. Asoc. Geol. Arg., VIII, n° 4, 214-219, Buenos Aires, 1953.
12. SCHLAGINTWEIT, O. *Observaciones estratigráficas en el Norte Argentino*. Bol. Inf. Petroleras, 1-156, Buenos Aires, 1952.
13. VILELA, C. R. *Descripción geológica de la Hoja 7ª Rosario de Lerma (Salta)*. Dir. Gen. Ind. Minera, 1-116, Buenos Aires, 1950 (inédito).

Dirección Nacional de Minería.

Buenos Aires, 25 de junio de 1951.

LOS CONGLOMERADOS DEL CERRO PUNTA NEGRA AL OESTE DE JAGÜE

PROVINCIA DE LA RIOJA

Por ANGEL V. BORRELLO

En la región occidental de la provincia de La Rioja depósitos sedimentarios del Paleozoico superior afloran en retazos aislados al poniente del meridiano de Jagüé. Tales sedimentos recubren por lo común a las masas de rocas cristalinas y, como jirones aplastados entre éstos, se conservan con frecuencia en la comarca desaguada por el río Bonete y el río Potrero Grande, en la proximidad del límite con Catamarca. Estratos como los aludidos representan al Neopaleozoico exclusivamente en la facies terrestre. Sobre el río del Peñón está comprobada la presencia de capas marinas fosilíferas, no lejos del paraje conocido bajo la designación de Punta de Agua —Casa de Rossi—, en una serie de edad eocarbónica ¹.

Es precisamente en el cerro Punta Negra que se alza entre los valles de los ríos Bonete y del Peñón donde, en la base de la mencionada sucesión neopaleozoica, encontramos expuestos claramente a la observación un conjunto de bancos de conglomerado, cuya descripción somera y un respectivo ensayo de su correlación se intenta, para el objeto de esta nota, en los párrafos que siguen.

Antes habrá de expresarse al lector que los datos que se ofrecen proceden de algunas observaciones geológicas efectuadas por quien esto escribe en el invierno de 1951, debiendo recordar de aquella gira la colaboración que me prestara, entre otros, mi distinguido colega, el doctor Pablo G. Garca, dedicado en La Rioja a diversos trabajos espe-

¹ Por la espesa sucesión que estas capas denotan en el sector en que fueron reconocidas, incluso por el número y variedad de horizontes marinos fosilíferos que en diversos niveles están encerrados en típica sucesión, no pueden dichos grupos de bancos ser definidos dentro de unidades estratigráficas tan restringidas como piso. Sin duda que el estudio de los pormenores de la estratigrafía local permitirá establecer que semejantes conjuntos sedimentarios, subdividibles en grupos (*edad*) representan verdaderas series, hasta unidades mayores, según lo mencionado en el texto del presente trabajo.

cíficos de exploración. En razón de que quien suscribe habrá de elaborar aún otras informaciones sobre la estratigrafía de la misma comarca, corresponde advertir que tiene esta nota, obviamente, el carácter de escrito preliminar.

El cerro Punta Negra se alza en el borde oriental de un abrupto y árido relieve de alta montaña, unos 15 km al W de la pequeña y aislada población de Jagüé (fig. 1). El meridiano $68^{\circ} 30'$ long. W (Greenw.) coincide aproximadamente con su base del lado E, en tanto que el paralelo $23^{\circ} 35'$ lat. S casi corta su culminación, desplazada a la porción meridional del cerro. De esta porción es de donde proceden los tributarios del río seco de los Llantenes, conectado por el costado izquierdo al valle estéril del aludido río del Peñón. A la cota de 2.875 m sobre el nivel del mar alcanza la altitud de su cumbre. El valle circundante inmediato se extiende por las cotas de 2.100-2.200 m. s. n. m.

El acceso es posible directamente desde Jagüé por automotores de tracción doble casi exclusivamente, siguiendo la huella a Punta del Agua. Jagüé, a su vez, está conectado a Villa Castelli por otra huella, a la fecha abandonada, que desciende al SE por la quebrada del río seco del Yeso. Entre Vinchina y Jagüé existen caminos en regular estado de tránsito que cortan la sierra de los Colorados por la quebrada de la Troya y los Pozuelos.

A la distancia, el cerro que se describe ofrece al observador un accidente inconfundible en el paisaje local. Se destaca por su forma abovedada, algo irregular; por sus contornos de proyección elíptica y también por los tonos densos del verde y verde oscuro de las rocas que lo constituyen. Su filo es ligeramente "aserrado". Los flancos descienden bruscamente al borde del pie de monte que lo rodea, resultando el del lado occidental de pendiente marcadamente más fuerte que la ladera del sector opuesto. En general, sus faldas en el extremo N, tanto como el del S, caen hasta sus bases con ángulo más suave en relación que el de sus laderas del E y W, precedentemente mencionadas. Su morfología está determinada por las condiciones tectónicas locales; la dislocación de los bancos que la integran y las fracturas que lo cortan en su pie oriental, preferentemente, confieren a este cerro un definido carácter de estructura en bloque.

El rumbo del cerro Punta Negra está dirigido de NE a SW; su mayor longitud alcanza a unos ocho kilómetros; la anchura máxima poco excede de los dos kilómetros en la parte central del cuerpo.

Sobre su pie meridional el corte expuesto a la observación permite examinar la composición litológica del cerro Punta Negra en sus pormenores. Se advierte fundamentalmente una sucesión de gruesos bancos conglomerados compactos, uniformes en cuanto atañe a los caracte-

teres salientes de su textura. Una previa información sobre los mismos fué proporcionada en 1948 por Cuerda, observador que describió estos depósitos como "tillitas" (1,258).

La roca sedimentaria está integrada sobre todo por mantos gruesos de conglomerados masivos. Los componentes, por lo común, son rodados aovados hasta discoidales, de tamaño inferior al de un puño.

Cantos semejantes más pequeños, mayores en volumen al de una nuez, se dispersan escasamente en algunos trechos de los afloramientos sin que modifiquen el aspecto saliente del conglomerado. Con rara frecuencia se encuentran bloques o fragmentos de mayores dimensiones a los mencionados en primer término. Una arenisca del tipo "grauvaca" es la mátrix que cementa tenazmente los cuerpos rodados. No pocas veces la coloración del material cementante es algo más clara de la que tienen los cantos aludidos; así, es un sedimento gris arenoso, o finamente conglomerádico, que pasa a matices del castaño aun en el corte fresco de la roca.

Los cantos proceden de rocas cristalinas; abundan los de gneiss, anfibolita, micacitas y filitas. Se notan numerosos fragmentos redondeados de cuarcita verdosa y arenisca cuarcítica morada. Gravass grandes de cuarzo lechoso también se observan a menudo mezcladas irregularmente con los cantos mencionados; difieren de éstos en cuanto a la forma que tienen, próxima a la esfera, habiendo algunos muy ligeramente alargados. Obsérvanse también escasos cantos pequeños de una caliza gris oscura; su aspecto recuerda a los conocidos calcáreos cambro-ordovícicos de la Precordillera.

Ninguno de los componentes descriptos denota indicios de estriación glacial. Las incisiones que se observan en ellos, pequeñas y a manera de breves raspados ahuecados, han de ser resultado de la fricción de los mismos cantos durante la deformación tectónica debida a la compresión, que habría tenido lugar sin duda con intensidad en esta área del oeste riojano.

En suma, la roca sedimentaria que se describe caracterizaría a una típica masa de conglomerado fluvioglacial, del que no parecen existir muchos afloramientos semejantes en dicha comarca u en otras del occidente del país.

A las capas de conglomerados suelen suceder, hacia arriba, capas areniscosas, hasta ligeramente arcillosas, que se conservan en afloramientos expuestos cerca y al poniente del cerro Punta Negra, al N del río seco Los Llantenes. La potencia de los conglomerados del cerro en el corte del lado S del mismo sería de 600-800 m, aproximadamente. Mas el espesor total, que originariamente debe haber sido seguramente superior al indicado, no puede determinarse con otra precisión, en primer lugar porque ni hacia el E ni al W los bancos tie-

se advierten, por debajo de conglomerados fluvio-glaciales, lutitas blanquecinas con restos plantíferos indeterminables.

Los conglomerados asoman al S del camino Jagüé-Punta del Agua, en la prolongación meridional del cerro Punta Negra, integrando elevaciones poco pronunciadas que se ajustan al rumbo longitudinal del mismo, y que alcanzan limitada extensión al hallarse muy cubiertas por aluviones holocénicos o modernos.

La disposición tectónica de las capas en el cerro Punta Negra, pese a advertirse afectada por los pliegues locales que se han mencionado, se ajusta en general a un bloque monoclinial que se hunde hacia el E con ángulo de unos 80° , aproximadamente, en promedio. Las fracturas que cortan a dicho bloque en sus lados oriental y occidental (fig. 2) no son menos importantes que aquellas otras fallas que hienden a formaciones diversas, incluso a las de fecha seguramente precámbrica que ocupan gran parte del relieve de montaña al W del meridiano río Bonete-sierra de Umango, al N y S de Jagüé, respectivamente. En general, las fracturas son de tipo vertical y tienen el rumbo, en conjunto, orientado de N-NE y S-SW. Contra los planos casi rectilíneos de las mismas se elevan como "frontones" en la zona no sólo el bloque del cerro Punta Negra, sino a la vez la sierra de los Colorados de Vinchina, a occidente de la localidad homónima, y parte tal vez de la sierra del Toro, entre Vinchina y el límite La Rioja-Catamarca. En la pendiente del lado W de la sierra de Famatina, bloques de granito asignable a la edad devónica, cortados por largas fracturas verticales, encierran restos de la cubierta neopaleozoica plegada en sinclinal asimétrico, en torno al paraje conocido con el nombre de Tambillos (2), tal como está muy esquemáticamente representado en el gráfico de la figura 2. Al W del cerro Punta Negra, a más de 10 km del mismo, las condiciones tectónicas regionales son comparativamente sencillas, habiendo señalado Cuerda en su oportunidad (1, perfil) el plegamiento en estructura sinclinal, también asimétrica, con que afloran los estratos neopaleozoicos a uno y otro lado del citado río seco del Peñón.

Los sedimentos a que se ha hecho referencia no han proporcionado restos fósiles en la ocasión en que fueron objeto del examen geológico por parte del autor. En los bancos de conglomerados de origen fluvio-glacial, por otra parte, es difícil la conservación de restos orgánicos a causa del transporte y remoción de las masas detríticas que los forman. Al W del cerro Punta Negra, en capas arenosas, arcillosas y esquistosas, están encerrados restos plantíferos por lo común mal conservados. Semejantes niveles han de corresponder a la parte alta de la sucesión de conglomerados fluvio-glaciales a que se alude y se observan al N del camino a Punta del Agua sensiblemente ple-

ONO

ESE

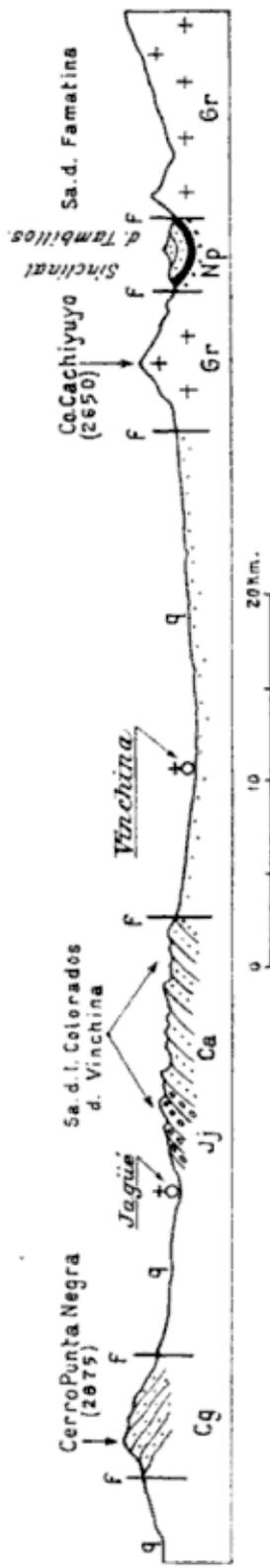


Fig. 2. — Corte geológico, muy esquemático, de las áreas montañosas situadas a ambos lados de Vinchina (valle del río Bermejo). Al ONO, en el Cerro Punta Negra están representados los conglomerados fluvio-glaciales (Cg) de fecha neopaleozoica a devónica; hacia el naciente de Jagüé, en la sucesión de capas terciarias se reconocen los rolados, dislocados semejantes a los Estratos Jujenos (Jj) y los depósitos calchaquies (Ca). En la mitad oriental de corte: Gr. granitos devónicos del flanco occidental de la Sierra de Famatina; Np, sedimentos neopaleozoicos, en gran parte capas carboníferas. En los tramos depresivos q, indica el relleno moderno. Obsérvese las fallas de tipo vertical (F) limitando bloques y estructuras locales.

gados, aflorando en cordonadas de poca altura en relación con las otras formas del relieve aledaño. Como fuere y aunque los fragmentos fosilíferos no suministren mayores elementos de juicio en el caso, los sedimentos con restos de plantas pueden ser considerados más antiguos que la espesa sucesión de capas neopaleozoicas que, en la región del río seco del Peñón, alojan varios niveles con ricas asociaciones de invertebrados marinos caracterizados, algunos de tales horizontes, por la presencia inconfundible de la fauna de *Syringothyris keideli* Harr. (10). Según Gareca y Schauer, que estudiaron en 1950 el perfil mencionado, en sus pormenores, semejante sucesión no se observa en otros parajes del W de La Rioja, y muestra, a juicio del autor, que reconoció nuevamente la serie con posterioridad en compañía de ambos geólogos, una variación en sus facies que induce a reunir estas capas, de manifiesto desarrollo dentro del área considerada, en una *serie* que se sugiere denominar con el vocablo de *Peñoniano*¹. El conjunto aludido, acaso en la zona hasta parte tal vez de un sistema, contiene horizontes característicos que coinciden con el techo del Carbónico inferior, comparable con el equivalente estratigráfico del grupo calcáreo de Keokuk, en el término alto del Waverlyano del valle del Mississipi (Estados Unidos de Norteamérica), en el que están encerrados restos frecuentes de *Syringothyris texta*, una forma muy próxima a *S. keideli* Harr. descrita para la Argentina (9).

Debajo de la serie anunciada, los sedimentos, representados en general por los conglomerados fluvioglaciales del cerro Punta Negra y las capas escasamente plantíferas a que se ha hecho referencia en párrafos anteriores de este escrito, integran otra serie, por ende de posición estratigráfica más baja, en facies distintivas y de pronunciado espesor que, obviamente, puede separarse como entidad estratigráfica distinta. De reconocérsele nomenclatura propia, sería de proponer para dichos depósitos la designación de *Jagüeliano*, por la proximidad a Jagüé o Jagüel, localidad citada.

El *Jagüeliano* comprendería del tiempo neopaleozoico gran parte del lapso que corresponde al más antiguo Carbónico inferior y es harto probable que haya comenzado su formación, en algunas áreas

¹ Por la espesa sucesión que estas capas denotan en el sector en que fueron reconocidas, incluso por el número y variedad de horizontes marinos fosilíferos que en diversos niveles están encerrados en típica sucesión, no pueden dichos grupos de bancos ser definidos dentro de unidades estratigráficas tan restringidas como piso. Sin duda que el estudio de los pormenores de la estratigrafía local permitirá establecer que semejantes conjuntos sedimentarios, subdivisibles en grupos (*edad*), representan verdaderas series, hasta unidades mayores, según lo mencionado en el texto del presente trabajo.

locales, durante el Devónico superior o medio. Como su base en el corte del cerro Punta Negra no puede, según los datos expuestos, ser examinada, nada puede decirse acerca de su desarrollo anterior en el lugar. No obstante, sabemos por Frenguelli (6,84) y esto apoyaría el aserto anterior, que al NW de Jagüé, en la quebrada del río Bonete, no lejos del sector en que se han efectuado las observaciones que se consignan en este escrito, aflorarían depósitos de facies glaciales sobre rocas precámbricas, cuya edad devónica, en forma genérica, hubo de fijarla el mismo investigador al comprobar en ellos algunos restos plantíferos determinados como pertenecientes al género *Barrandeina*.

Conforme a lo manifestado, a una parte por lo menos del *Jagüeliano* podría probablemente equipararse la sucesión de bancos formados por sedimentos finos y además tillitas que, por debajo de los niveles con *Rhacopteris ovata* (Mc Coy) afloran en la sierra de Villa Unión (La Rioja), de donde fueron descritos por Ramaccioni y Frenguelli como Guandacolense (3,224). En base de los restos plantíferos. Frenguelli admitió, desde el comienzo de sus estudios en estos problemas estratigráficos del W del país, una edad devónica para su Guandacolense (5,322-324) y extendió el concepto para todos aquellos terrenos que constituyen la base del piso eocarbónico con *Syringothyris keideli* Harr. y/o *Rhacopteris ovata* (Mc Coy) en La Rioja y parte de San Juan (4). Frenguelli, asimismo, designó como Guandacolense el conjunto de sedimentos glaciales de la comarca del río Bonete a que se aludiera precedentemente (6,84); mas, una equiparación ajustada no podría al presente establecerse por la naturaleza de las facies de semejantes depósitos en cada una de las áreas señaladas y por el escaso y distinto material paleobotánico obtenido de uno y otro grupo de afloramientos hasta la actualidad. Tampoco podría determinarse, con los elementos disponibles, entre qué límites del *Jagüeliano* podría ser situada la sucesión de capas guandacolenses de la sierra de Villa Unión, donde se halla una de las áreas tipos de estos sedimentos en el oeste de La Rioja.

En el interior de la Precordillera de San Juan, en la región del río Jachal-río Blanco, Furque¹ ha observado en años recientes la presencia de un espeso conjunto de sedimentos oscuros, aparentemente de origen glacial, exentos de restos fósiles. Empero, por su posición estratigráfica, resultan constituir la base del Carbónico inferior con fósiles marinos, equivalente del que encierra típicamente la asociación de *Syringothyris keideli* Harr. en otros cordones de montaña de la Precordillera de San Juan. Importa consignar que en la

¹ Comunicación oral.

misma zona, al naciente del río Blanco, en la quebrada de la Chavela¹, el geólogo aludido, entre otros restos fósiles, descubrió fragmentos de trilobites del género *Hadorakos* (7,5), cuya importancia es incuestionable para la determinación de la edad neodevónica de la sucesión que constituye la base del bajo Carbónico, documentado éste a su vez por sus fósiles marinos. Por tal motivo, la correlación de los niveles plantíferos locales, tal como minuciosamente lo ha hecho Frenguelli en tiempo último (6 y 8), se vería comprobada con la existencia de aquellos restos de invertebrados mesopaleozoicos, todo lo cual parece ahora confirmar un desarrollo continuo de la sedimentación desde el Devónico al Carbónico, en la Precordillera, cuanto menos en tan apartado sector septentrional de la provincia de San Juan.

Por las características más salientes y particularmente por su posición estratigráfica, tendríase de esta comarca un equivalente parcial de la enunciada serie jagüeliana del cerro Punta Negra de La Rioja.

Finalmente, estos depósitos y los de facies marina de edad eocarbónica del río del Peñón, aparentemente vinculados también en una continua sucesión sedimentaria, no rebasaría en mucho el paralelo de Jagüé en la provincia de referencia y, en base de los datos existentes, es dudosa su presencia al N de la latitud indicada, tanto como en el área occidental de la provincia de Catamarca, hasta donde se han extendido las observaciones geológicas en años recientes .

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. CUERDA, A. J., *Nota sobre un perfil geológico en la alta cordillera*. Rev. Asoc. Geol. Arg. III, 4, p. 258 y sig. Bs. As., 1948.
2. DEL'VO, A. J., *Estudio geológico de la zona de Tambillos en el flanco occidental del cordón de Famatina, provincia de La Rioja*. Tesis inéd. Fac. Cienc. Nat. Univ. Nac. Eva Perón. 1954.
3. FRENGUELLI, J., *Apuntes acerca del Paleozoico superior del Noroeste Argentino*. Rev. Mus. La Plata (n. s.), Secc. Geol. II, p. 213 y sig., 1944.
4. — *Consideraciones acerca de la serie de Paganzo en las provincias de San Juan y La Rioja*. Rev. Mus. La Plata (n. s.), Secc. Geol. II, p. 313 y sig., 1946.
5. — *El perfil de la Cortadera en las faldas orientales de los cerros de Villa Unión (La Rioja)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. IV, 4, p. 299 y sig. Bs. As., 1949.
6. — *Floras devónicas de la precordillera de San Juan (nota preliminar)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. VI, 2, p. 83 y sig. Bs. As., 1951.
7. — *Haplostigma furquei, n. sp. del Devónico de la Precordillera de San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Arg. VII, 1, p. 5 y sig. Bs. As., 1952.

¹ Frenguelli la menciona como quebrada de la "Charnela" (8).

8. — *Plantas devónicas de la quebrada de la Charnela en la Precordillera de San Juan*. Notas Mus. Eva Perón, XVII, Paleont., 102, p. 359 y sig. láms. 1954.
9. KEIDEL, J. Y HARRINGTON, H. J., *On the discovery of Lower Carboniferous Tillites in the Precordillera of San Juan, Western Argentina*. Geol. Magazine, LXXV, n^o 885, p. 103 y sig. London, 1938.
10. LEANZA, A. F., *Braquiópodos y pelecípodos carboníferos en la provincia de La Rioja (Argentina)*. Rev. Mus. La Plata, III, Secc. Paleont., p. 237 y sig., 1938.

Buenos Aires, 17 de mayo de 1955.

ACLARACION SOBRE LAS « DIPTERIDACEAE » DE BARREAL

(PROVINCIA DE SAN JUAN)

Y LA REPARTICION GEOLOGICA DE LOS GENEROS
DE ESTA FAMILIA

Por PEDRO N. STIPANICIC

Recientemente, al discutir la cronología del horizonte plantífero superior de Piedra Pintada (Neuquén) y a los efectos de aseverar su pertenencia al Liásico inferior, en oposición a Groeber, Leanza y Feruglio, quienes lo remitían al Liásico medio, destaca Frenguelli la existencia en tal horizonte de restos de *Dipteridaceae* referibles a los géneros *Dictyophyllum*, *Thaumatopteris* y *Clathropteris*, de los cuales los dos primeros —a estar con este último autor— serían propios del Keuper-Retiense, llegando sólo algunas de sus especies al Liásico inferior, y concluye citando que no hace mucho “Stipanícic y Menéndez sostuvieron una edad keuperiana de los Estratos de Barreal, en la provincia de San Juan, especialmente basados en la existencia, entre los numerosos fósiles de este horizonte plantífero, de varias especies de Dipteridáceas de los géneros *Camptopteris*, *Goeppertella*, *Thaumatopteris*, *Dictyophyllum*, *Clathropteris* y *Hausmannia*” [(5) págs. 330-331].

En tal sentido, deseo aclarar que en las publicaciones que he realizado sobre el tema [(6) págs. 66-80; (17); (18)] nunca sostuve la presencia en ninguno de los horizontes plantíferos de Barreal de los géneros *Camptopteris*, *Goeppertella* ni *Clathropteris*, ya que las formas de *Dipteridaceae* que determiné, junto con Menéndez, para los distintos afloramientos del nivel fosilífero inferior de la Serie de Barreal, ubicado en el techo de los Estratos de Barreal, son:

Hausmannia (Protorhipis) dentata Oishi

Hausmannia (Protorhipis) faltisiana Stip. et Menénd.

Dictyophyllum Castellanosii Stip. et Menénd.

Dictyophyllum tenuifolium Stip. et Menénd.

Thaumatopteris pusilla (Nath.) Oishi et Yam.

Thaumatopteris cf. *pusilla* (Nath.) Oishi et Yam.

Thaumatopteris Dunkeri (Nath.) Oishi et Yam.

Thaumatopteris barrealsensis Stip. et Menénd.

La relación entre las Dipteridáceas liásicas de Piedra Pintada y las norenses de Barreal se reduce, por ende, a los géneros *Dictyophyllum* y *Thaumatopteris*.

Con referencia a la repartición geológica de los mismos, debe anotarse que ellos no se confinan al intervalo comprendido entre el Keuper y el Liásico inferior, como puntualiza Frenguelli (*op. cit.*, páginas 330-331), sino que extienden sus límites inferiores y superiores a veces en forma considerable, por lo que su sola presencia en el yacimiento de Piedra Pintada no constituye un argumento que favorezca o apoye la edad infraliásica conferida al mismo.

Ya en otras ocasiones me ocupé del *biochron* de los géneros de las Dipteridáceas, completando en parte el cuadro de Oishi y Yamasita en base a hallazgos de representantes de esta familia en territorio argentino.

Nuevos datos que derivan de recientes colecciones paleobotánicas y de bibliografía adicional que llegaron a mis manos, permiten delimitar mejor aún la distribución geológica de cada uno de los géneros de esta interesante familia de helechos leptoesporangiados.

En oportunidad de revisar las Dipteridáceas fósiles, Oishi y Yamasita ubicaron el origen de la familia en tiempos mesozoicos ["The oldest known genera of the Dipteridaceae are *Camptopteris*, *Thaumatopteris*, *Dictyophyllum* and *Clathropteris*, which are recorded from the keuper strata of Europe..."] (14) pág. 175], por cuanto desecharon de lleno a los posibles representantes paleozoicos europeos, a saber varias formas de *Schizopteris* del Rotliegendes de Europa, a la vez que sólo se limitaron a citar al *Dictyophyllum?* del Pérmico de Yunnan, agregando al pie de la página 157 que "It is particularly worthy of note that *Dictyophyllum?* is here described from the rock which is regarded as Permian. If this be truly a *Dictyophyllum*, it is the oldest record of this genus". Por mi parte, cuando me ocupé de las *Dipteridaceae* de Barreal, evidencié que la misma diagnosis dada por Brongniart para su género *Schizopteris* descartaba la posibilidad de su pertenencia a la familia citada [(17 y 18) pág. 45], a la vez que, por no disponer en ese momento de la publicación de Halle sobre las plantas del SW chino (8), debí aceptar el criterio de Oishi y Yamasita sobre la distribución geológica de *Dictyophyllum*.

Afortunadamente, no hace mucho tuve ocasión de conseguir el trabajo del autor sueco, el que permite aseverar la ocurrencia en las capas de Er Tao Ch'ing de un resto fragmentario con neta nervadura

dictyopteroidea heterodáctica, que pertenece sin ninguna duda a las Dipteridáceas, y muy posiblemente —tal como piensa Halle— al género *Dictyophyllum*. De no ser éste, sólo quedaría por pensar en su afín *Thaumatopteris*, lo que en esencia no cambia la raíz del problema. Dicho resto, encontrado en los "Upper plant bearing beds" de la localidad china de Er Tao Ch'ing, del distrito de Hsüanwei (Yunnan), retrotrae la aparición de este género, y correlativamente con él a la familia íntegra, a los últimos tiempos pérmicos o a los albores del Triásico, según las opiniones encontradas de varios investigadores sobre la edad de estos estratos plantíferos.

El problema de la edad de los horizontes con vegetales de Er Tao Ch'ing está íntimamente relacionado con el de los Estratos de Lei Pa Kou (Lui Pa Kou) y sincrónicos, portadores de la conocida flora de *Gigantopteris nicotianaefolia* Schenk, a la que Halle (8), White (21), Norin (13) y otros refieren al Pérmico superior, en oposición a Zeiller y Déprat, quienes se inclinaban por una edad eotriásica (2) (22). Los argumentos de campo recogidos por Wang en Kiangsi parecen certificar netamente la primera asignación cronológica citada (20), que también es compartida por Lee en su *Geología de China* [(12) págs. 151, 486, 489, 494, etc.].

Los "estratos plantíferos inferiores" de Er Tao Ch'ing que llevan *Pecopteris* sp., *Taeniopteris abnormis* Gutb., *Taeniopteris* sp. y *Gigantopteris nicotianaefolia* Schenk son considerados por Halle y Ting como más o menos equivalentes con los Estratos de Lei Pa Kou y, por ende, muy posiblemente neopérmicos [(8) pág. 15; (19) pág. 23]. Por encima de este nivel, pero perteneciendo siempre al mismo complejo, se encuentran los "Upper plants bearing beds" de la misma localidad, portadores de *Dictyophyllum* sp. y de *Ptychocarpus Tingi* Halle, los que también son asignados al Pérmico superior por Halle, Ting y Lee.

En concreto, las evidencias paleontológicas y geológicas de que hasta ahora se dispone indican que la familia *Dipteridaceae*, por medio de su género *Dictyophyllum*, hace su "debut" geológico en tiempos del Pérmico más alto o, a lo sumo, en el más bajo Triásico.

Por otra parte, debe señalarse que si bien Frenguelli limita la expansión hacia arriba de *Dictyophyllum* en el Liásico inferior [(5) páginas 330-331]. Oishi y Yamasita [(14) págs. 170-171, 175-176] y luego Stipanovic y Menéndez [(17 y 18) págs. 59-61] certificaron en principio que el mismo se distribuye en todo el Liásico, a la vez que recientes colecciones paleontológicas, que realicé junto con el doctor Alberto Mingram, permiten concretar que el género en cuestión sobrevive también a través de todo el Dogger, ya que encontramos algunos restos fragmentarios del mismo en la parte alta del Calovense infe-

ferior de Picún Leufú, en Neuquén [(7) pág. 163]. Hace un tiempo, también Frenguelli citó a aquella forma de *Dictyophyllum* sp. reconocida por Seward para el Jurásico medio de Afganistán [(4) pág. 43].

El género *Thaumatopteris*, muy afín a *Dictyophyllum* y al que se han transferido varias especies del segundo, baja hasta el Keuper inferior y prácticamente coincide con este último en su extensión hacia arriba, pues se expande en el Dogger [(14) págs. 168-169, 175; (17 y 18) pág. 61], gracias a *Thaumatopteris rugosa* (L. et H.) Oishi et Yamasita.

Con respecto a la distribución geológica de *Goepertella*, debe recordarse que Oishi y Yamasita la confinaron en principio al Retiense-Liásico inferior [(14) págs. 146-147, 168, 175], a la vez que por mi parte la extendí hasta la base del Liásico superior, dada la ocu-

GÉNEROS	PÉRMICO	TRIÁSICO			JURÁSICO			CRETÁCICO		EOCENO (E-L)
		B	M	K	L	D	M	INF.	SUP.	
1. <i>Camptopteris</i>										
2. <i>Goepertella</i>										
3. <i>Thaumatopteris</i>										
4. <i>Dictyophyllum</i>										
5. <i>Clathropteris</i>										
6. <i>Oishia</i>										
7. <i>Hausmannia</i> (<i>Protorhipis</i>)										
8. <i>Hausmannia</i> (<i>Hausmannia</i>)										
9. <i>Podoloma</i>										

(Intervalos en escala aproximada de tiempo)

rrencia de *Goepertella frenguelliana* (Cazaubón) Stip. et Menénd. en la flora fósil de Esquel [(17 y 18) págs. 47 y 61], la que fué referida al Liásico medio-superior por Cazaubón [(1) págs. 42 y 56]. Sin embargo, últimamente y junto con Groeber y Mingram, me incliné a considerar a la misma como bayociana [(7) pág. 314], edad que encontraría confirmación en los datos estratigráficos recogidos en el campo por Suero, por lo que se concluye que este género de Dipteridáceas puede alcanzar el Jurásico medio, por lo menos la base del Bayocense.

Asimismo se hace necesario rectificar la distribución de *Protorhipis*, subgénero de *Hausmannia*, que llega, no sólo hasta el Cretácico inferior, como se había señalado, sino también hasta el Eoceno, ya que le pertenece el resto de *Hausmannia atwoodi* Hollick del terciario inferior de la Península de Alaska [(11) págs. 36-37; (16) pág. 29].

Podoloma, muy similar al género actual *Dipteris*, y especialmente a una de sus especies, *Dipteris conjugata* Reinwardt. quedaría limitado al Eoceno [(15) pág. 394; (3) pág. 254], a la vez que *Oishia* comprende

formas del Retiense-Liásico del Asia Oriental [Hirmer (9) págs. 484-485; (10) pág. 554].

En el estado actual de nuestros conocimientos, la repartición geológica de los géneros de las *Dipteridáceas* es la que se detalla en el cuadro siguiente, donde las divisiones están tomadas en escala aproximada de tiempo.

BIBLIOGRAFÍA

1. CAZAUBÓN, A. J., *Una nueva flórua jurásica en el Cordón de Esquel, en el Chubut Meridional*, en Rev. Soc. Geol. Arg., II, 1. Buenos Aires (1947).
2. DEPRAT, J., *Etude Géologique du Yun-Nan Oriental*, en Mém. Serv. Géol. Indochine, I, 1 (1912), pág. 370; XX láms.
3. EMBERGER, L., *Les plantes fossiles dans leurs rapports avec les végétaux vivants*. Paris (1944).
4. FRENGUELLI, J., *Las Camptopterideas del Liás de Piedra Pintada en el Neuquén (Patagonia)*, en Not. Mus. La Plata, VI, 27 (1941).
5. — *Recientes progresos en el conocimiento de la Geología y Paleogeografía de Patagonia basados sobre el estudio de sus plantas fósiles*, en Rev. Mus. Univ. Eva Perón (Na. Ser.) IV, Geol. (1953).
6. GROEBER, P. F. C. Y STIPANICIC, P. N., *Triásico*, en GROEBER, P. F. C., et al., *Mesozoico*, en Geogr. Rep. Argentina, II, 1. GAEA. Buenos Aires, (1953): 9-141, XV Láms., I cuadr.
7. GROEBER, P. F. C., STIPANICIC, P. N. Y MINGRAM, A. R. G., *Jurásico*, en GROEBER, P. F. C. et al., *Mesozoico*, en Geogr. Rep. Argentina, II, 1. GAEA. Buenos Aires, 143-347; láms. XVI-XXIX, cuadr. II.
8. HALLE, T. G., *Fossil plants from South-western China*, en Geol. Surv. China, Paleontología Sinica, Ser. A, 1, 2. Pekin (1927).
9. HIRMER, M., *Geographie und Zeitliche verbreitung der Fossilen Pteridophyten*, en VERDOORN, F., *Manual of Pteridology*. The Hague (1938), 475-495.
10. — *Fossile "Filicinae"*, en VERDOORN, F., *Manual of Pteridology*. The Hague (1938), 551-554.
11. HOLLICK, A., *The Tertiary Floras of Alaska*, en U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. n^o 182. Washington (1936).
12. LEE, J. S., *The Geology of China*. London (1939).
13. NORIN, E., *The Lithological character of the Permian Sediments of the Angara series in Central Shansi, N. China*, en Geol. Forening. Stockh. Forhandl. (1924).
14. OISHI, S. AND YAMASITA, K., *On the Fossil "Dipteridaceae"*, en Journ. Fac. Sc. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, III (1936).
15. SEWARD, A. C., *Fossil Plants*, II, Cambridge (1910).
16. SMITH, Ph., *Geology of the Tertiary Deposits of Alaska*, en HOLLICK, A., *The Tertiary Floras of Alaska*, en U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. n^o 182. Washington (1936), págs. 24-34.
17. STIPANICIC, P. N. Y MENÉNDEZ, C. A., *Contribución al conocimiento de la flora fósil de Barreal (Provincia de San Juan)*. I. "Dipteridaceae". en Bol. Inf. Petrol. 291. Buenos Aires (1949).
19. TUNG, V. K., *Stratigraphical Note*, en HALLE, T. G., *Fossil Plants from South-*

- western China*, en Geol. Surv. China, Palaeontologia Sinica, Ser. A, I, 2. Pekin (1927), págs. 22-24.
20. WANG, C. C., *On the Geology and Coal Resources of the Districts of Chi-an, An-fu and Yung-hsi in Kiangsi*, en Bull. Geol. Surv. China, 2. (1920). 81-86, 5 lám.
21. WHITE, D., *The characters of the fossil plant "Gigantopteris" Schek and its occurrence in North America*, en Proceed. U. S. Nat. Mus., XLI (1912).
22. ZEILLER, R., *Note sur quelques empreintes végétales des gites de charbon du Yunan méridional*, en Ann. des Mines (1907).

UN NUEVO GENERO Y ESPECIE DE CENOLESTINOS

DEL PLIOCENO DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

(REPUBLICA ARGENTINA)

POR OSVALDO A. REIG

De acuerdo con la evidencia actual, y según la opinión general de los investigadores modernos, los cenolestoideos constituyen un grupo de marsupiales de historia filogenética exclusivamente neotropical, que a partir de un "stock" didelfoideo primitivo produjo, en su diferenciación adaptativa a lo largo del Terciario, interesantes fenómenos de paralelismo con algunos tipos de diprotodontes australianos. Sus representantes se suceden en el tiempo desde el Paleoceno hasta la época actual, en que están representados solamente por unas pocas especies agrupadas en tres géneros: *Caenolestes*, *Rhyncholestes* y *Lesotoros*, miembros de la subfamilia *Caenolestinae* de la familia *Caenolestidae*.

Los aportes de Dederer, Gregory, Sinclair y Simpson al estudio de las relaciones de este grupo de marsupiales poseen fuerza de convicción y otorgan a la hipótesis que sostiene su vinculación con los "poliprotodontes" y por ende su probable origen didelfoideo, mayor coherencia que la que interpreta los caracteres adaptativos particulares de estos mamíferos como indicación de una mayor vinculación con los "diprotodontes" australianos. Por otra parte, el reciente descubrimiento del particular cenolestoideo oligoceno *Groeberia minoprioi* Patterson, dado a conocer últimamente por Bryan Patterson (1952),

¹ Opinión a la que hemos llegado con Jorge L. Kraglievich luego del estudio preliminar de varios cráneos y buena parte de un esqueleto de *Microtragulus* sp., hallados últimamente en la formación Chapadmalal, que forman parte de la Colección Paleontológica del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata.

y nuestra convicción de que *Microtragulus* (= *Argyrolagus*)¹ es también un cenolestoideo especializado, de tipo ricochetel, confiere a la superfamilia *Caenolestoidea* una importancia mucho mayor dentro del cuadro general de la historia evolutiva de los mamíferos sudamericanos. Dicha familia comprendería así cuatro familias: *Caenolestidae*, *Polydolopidae*, *Groeberiidae* y *Microtragulidae*, que representan tipos adaptativos considerablemente divergentes. Empero, la historia filogenética de este grupo de marsupiales dista mucho de ser adecuadamente conocida. Para llegar a establecer las relaciones mutuas entre las distintas familias y géneros se requerirá no solamente una prolija revisión de las formas ya descritas y del material adicional existente en las colecciones paleontológicas, sino también, por sobre todo, el aporte de nuevos documentos paleontológicos pertinentes. Creemos que esta consideración justifica el dar a conocer rápidamente el nuevo género y especie de cenolestinos pliocenos que promueve este artículo, antes de la terminación de un trabajo de revisión de los cenolestinos extinguidos que hemos iniciado, pero que la atención de otros objetivos de investigación más inmediatos nos obliga a demorar.

Sin embargo, no es posible emprender la tarea de caracterizar y diagnosticar la nueva forma que describiremos en seguida sin adelantar las conclusiones sistemáticas básicas de dicha revisión, tal como lo hacemos a continuación.

La subfamilia *Caenolestinae* tiene sus primeros representantes en el Eoceno inferior de Patagonia, formación Casamayor. Al margen del problemático *Progarzonia notostyloperensis* Amegh., Simpson (1948, pág. 50) cita el hallazgo de un molar inferior (nº 28442 A. M. N. H.) que por lo menos confirma la existencia de la subfamilia en dicha formación. Para la formación Deseado (Oligoceno inferior) ha sido dado a conocer por Ameghino (1899a, pág. 7) una especie denominada originalmente *Halmarhiphus guaraniticus*, que figura en 1899b como *Halmarhiphus* (*Pseudohalmarhiphus*) *guaraniticus* y en 1903 como *Pseudohalmarhiphus* (*Halmarhiphus*) *guaraniticus*, y que Loomis cita (1914) como *Pseudohalmarhiphus guaraniticus*. De acuerdo con la ilustración figurada por Ameghino, se trata de un verdadero cenolestino, diferente genéricamente, con mucha probabilidad, de los representantes santacrucianos de la subfamilia. Para la formación Colhué Huapí (Oligoceno superior), Simpson (1932, pág. 4) cita también una especie, que denomina *Halmarhiphus riggsi*, pero que, como veremos en seguida, al quedar invalidado el género *Halmarhiphus*, posiblemente deba ser referido a *Phonocdromus* Amegh., o fundamentar la erección de un nuevo género. En el mismo trabajo

Simpson considera a *Pitheculites minimus* Amegh. como otro cenolestino colhuehuapiano¹.

Para la formación Santa Cruz (Mioceno inferior) fueron descritos por Ameghino (1887, 1891, 1894) once especies agrupadas en seis géneros. La mayor parte del material en que basó Ameghino sus especies se encuentra ahora perfectamente conservado en la Colección Ameghino del Museo Argentino de Ciencias Naturales, donde hemos tenido oportunidad de revisarlo gracias a la amabilidad de las autoridades de ese establecimiento y a la gentil atención de la doctora Noemí Violeta Cattoi, jefe de su sección Paleozoología (Verebrados). En algunas de las cajas que contienen este delicado material nos hemos encontrado con etiquetas manuscritas de Bryan Patterson, en las que este investigador anotó sus ideas sobre el valor de tal o cual forma, ideas que en muchos casos han coincidido con nuestra propia revisión.



Fig. 1. — Vista externa de la rama mandibular derecha, neotipo de *Stilotherium dissimile* Amegh. N° A-8464 M.A.C.N. Formación Santa Cruz, Mioceno inferior, Patagonia. Aumentada cuatro veces

Stilotherium dissimile Amegh., 1887, es el primer nombre aplicado a un cenolestino santacruciano. El tipo de esta especie debería encontrarse en la colección paleontológica del Museo de La Plata, pero debe haberse extraviado, pues no ha sido hallado en la citada colección. En la Colección Ameghino existen varios ejemplares atribuidos por Amegh. a esta especie, uno de los cuales, el A-8464, que es una rama mandibular derecha incompleta con los incisivos y la serie premolo-molar completa (fig. 1), seleccionamos como neotipo de la especie. Las especies *Garzonia minima* Amegh. 1891 y *Garzonia captiva* Amegh. 1891, el material típico de las cuales se encuentra en la Colección Ameghino, no presentan ningún carácter que permita diferenciarlas de *Stilotherium dissimile*. En cuanto a *Garzonia typica* Amegh. 1891, el genotipo de *Garzonia*, tiene por tipo una porción de rama mandibular derecha con los premolares, el M₁ y el M₂, nú-

¹ Hemos revisado el material original de *Pitheculites minimus* con el doctor Bryan Patterson, y hemos llegado a la conclusión que sólo los molares superiores descritos por Amegh. pertenecen a un cenolestino. La porción mandibular con dos molares, perteneció indudablemente a otro animal y representa un miembro de la familia *Didelphidae*.

mero A-5700. La especie es genéricamente indiferenciable de *Stilotherium*, por lo que *Garzonia* debe pasar a la sinonimia de dicho género, pero posiblemente conservarse como especie distinta, dentro de *Stilotherium*, porque la rama horizontal de la mandíbula es considerablemente más alta que en *dissimile*. La especie *Garzonia annectans* Amegh. 1891 es el genotipo de *Parhalmarhiphus* Amegh. 1894; de acuerdo con el catálogo de la Colección Ameghino y con la descripción original de la especie, el tipo es una rama mandibular izquierda con la serie $M_1 - M_3$, que presenta los dientes muy gastados y que lleva el n° A-5703. Dicha mandíbula es inseparable de *Stilotherium*, y por la altura de la rama horizontal, quizás deba referirse a *Stilotherium typicum*. Pero los datos de la diagnosis genérica de *Parhalmarhiphus* parecen haber sido sacados de otros dos ejemplares, A-5704 y A-5705, de los cuales el primero es un cenolestino indeterminable y el segundo una porción mandibular con M_3 y M_4 de un microbiotherino¹. Por lo tanto, el género *Parhalmarhiphus* debe quedar invalidado.

Halmarhiphus didelphoides Amegh. 1891 está basado en cuatro porciones mandibulares que llevan los números A-5716, A-5717, A-5718 y A-5719. De éstas la primera, considerada el tipo en el catálogo de la Colección, es un típico microbiotherino, sucediendo lo mismo con las dos últimas, una de las cuales (A-5718) es la figurada por Ameghino en 1903 (pág. 157, fig. 80). El ejemplar n° A-5717 es inseparable de *Stilotherium dissimile*. *Halmarhiphus nanus* Amegh. 1891 está basada en tres porciones mandibulares, de las cuales una, A-5720, considerado el tipo en el catálogo de la Colección, es inseparable de *Stilotherium dissimile*; otra, A-5721, pertenece indudablemente a un microbiotherino, y la tercera es una rama mandibular sin dientes que podría ser referible, por el tamaño, a *Phonocdromus gracilis*¹. Ameghino observó los caracteres del M_3 del ejemplar A-5721, tomó las medidas del ejemplar n° A-5720 y consignó las perforaciones mentonianas existentes en A-5722, según se desprende de la confrontación de su diagnosis con los ejemplares. Por lo tanto, si, como el mismo Ameghino lo hizo en su catálogo, escogemos como tipo el ejemplar n° A-5720, actitud que asumimos nosotros, la especie debe pasar a la sinonimia de *Stilotherium dissimile*. Como la otra especie, está basada en material de microbiotherinos y en un ejemplar de *Stilotherium dissimile*, el género *Halmarhiphus* no tiene, por lo tanto, validez.

De acuerdo con la descripción original y con el catálogo de la Colección Ameghino, el tipo de *Phonocdromus patagonicus* Amegh. 1894 es una porción de rama mandibular n° A-5741, que pertenece, sin

¹ Esta interpretación coincide con la sostenida *in schedis* por Bryan Patterson.

lugar a dudas, a un microbiotherino. Otro ejemplar referido por nuestro sabio a la misma especie, n^o A-8450, es inseparable de *Stilotherium dissimile*, lo que confiere invalidez a la especie *Ph. patagonicus*. No sucede lo mismo, empero, con *Phonocdromus gracilis* Amegh. 1894. Esta especie está basada en seis ejemplares, que llevan los números A-8457 y A-8462. Parece que las medidas dadas por Ameghino fueron tomadas del ejemplar n^o A-8457, que es una porción de rama mandibular izquierda con la serie P₃ a M₃ y el alvéolo del M₄ (fig. 2), que seleccionamos como lectotipo. Otro ejemplar, el A-8458, conserva el M₄, junto con los dos molares que le anteceden, y permite apreciar interesantes caracteres distintivos en ese órgano, lo mismo que el ejemplar n^o 8462, que es una porción de rama mandibular con M₂ a M₄. Tanto el lectotipo como el material restante, confirman la validez de la especie y del género. *Phonocdromus* es así



Fig. 2. — Vista externa de porción de rama mandibular izquierda, lectotipo de *Phonocdromus gracilis* Amegh. N.º A-8457 M.A.C.N. Formación Santa Cruz, Mioceno inferior, Patagonia. Aumentada cuatro veces.

un género válido, que tiene como especie genotípica a la especie *gracilis* Amegh. 1894, y no *patagonicus* Amegh. 1894, que no es válida.

En cuanto a *Stilotherium grande* Ameghino 1894, no ha sido posible encontrar el tipo; pero por los datos dados por Ameghino (1894, pág. 102) es lícito deducir que no se trata de un *Stilotherium* ni de un cenolestino. *Cladoclinus copei* Amegh 1894 es un buen género, muy particular por cierto, posiblemente un cenolestoideo de características propias, pero que debe excluirse también de la subfamilia *Caenolestinae* por las características especiales de la rama ascendente de la mandíbula y por la morfología del M₄.

En síntesis, las formas válidas de cenolestinos santaerucianos son, a nuestro juicio, las siguientes:

Género *Stilotherium* Amegh. 1887. Descrito originalmente como un microbiotherino, parece ser el género más frecuente. Se caracteriza por su tamaño mediano (M₁ - M₄, alrededor de 5,5 mm), porque los molares 1 a 3 decrecen regularmente de tamaño hacia atrás, por la gran reducción del M₄, que es monoradiculado, por el talónido, más ancho que el trigónido pero moderadamente más largo que éste, por el trigónido con el protocónido bastante mayor que el metacónido y con el paracónido normalmente desarrollado. Comprende la especie *Stilotherium dissimile* Amegh. 1887, de rama mandibular muy baja, y *Stilotherium typicum* Amegh. 1892, de rama mandibular más elevada.

Género *Phonocdromus* Amegh. 1894. Se caracteriza por su tamaño

CUADROS DE MEDIDAS

Todas las medidas están dadas en mm. a) Significa medida aproximada.

Ejemplares		Magnitudes									
		<i>Caenolestes fuliginosus</i> Tomes N° 31-143 Col. Mastoz. M.A.C.N. Ecuador	<i>Pithecheilus tripudians</i> n. gen. n. sp. Tipo. N° 9971. Col. Paleont. M.A.C.N.	<i>Stilotherium dissimile</i> Amegh. Neotipo. N° A-8464 (col. Paleont. M.A.C.N.	<i>Stilotherium dissimile</i> Amegh. N° A-8465 M.A.C.N.	<i>Stilotherium dissimile</i> Amegh. N° A-5709 M.A.C.N. tipo de <i>Garzonita minima</i> Amegh.	<i>Stilotherium dissimile</i> Amegh. N° A-8450 M.A.C.N. referido por Amegh. a <i>Garzonita minima</i>	<i>Stilotherium typicum</i> (Amegh.) Tipo. N° A-5700 M.A.C.N.	<i>Phonodromus gracilis</i> Amegh. Lectotipo. N° A-8457 M.A.C.N.	<i>Phonodromus gracilis</i> Amegh. N° 8458 M.A.C.N.	<i>Phonodromus gracilis</i> Amegh. N° A-8462 M.A.C.N.
Serie I ₂ -M ₁		11,00		a) 9,30							
Serie P ₂ -M ₃		8,75		7,55							
Serie M ₁ -M ₄		6,42	a) 8,00	5,64	5,52				4,70		4,70
Altura rama horizontal debajo del M ₂		2,08	3,30	1,76	1,72	2,12	1,84		1,88		1,88
P ₂	Diámetro anteroposterior	1,22		1,22							
	Diámetro transverso	0,48		0,48							
P ₃	Diámetro anteroposterior	0,94	1,04	1,00	0,96				0,80		0,80
	Diámetro transverso	0,60	0,64	0,54	0,48				0,46		0,44
M ₁	Diámetro anteroposterior total	2,03		1,90	1,90				1,30		
	» del trigónido	0,80		1,00	1,00				0,60		
	» transverso	0,96		0,88	0,88				0,66		
M ₂	» del talónido	1,16		1,21	1,22				0,88		
	Diámetro anteroposterior total	1,90	2,24	1,72	1,64	1,72	1,66		1,48		1,48
	» del trigónido	0,73	0,84	0,86	0,80	0,76	0,72		0,60		0,56
M ₃	» transverso	1,10	1,20	1,00	0,96	0,84	0,80		0,70		0,68
	» del talónido	1,20	1,76	1,32	1,16	1,12	1,13		1,00		0,96
	Diámetro anteroposterior total	1,80		1,56	1,40	1,48	1,40		1,38		1,36
M ₃	» del trigónido	0,71		0,76	0,68	0,64	0,64		0,54		0,56
	» transverso	1,04		0,80	0,80	0,72	0,72		0,68		0,64
	» del talónido	1,02		1,00	0,88	0,88	0,88		0,94		0,82
M ₄	Diámetro anteroposterior	1,08		0,68	0,72	0,62	0,60				0,88
	Diámetro transverso	0,72		0,48	0,44	0,42	0,42				a) 0,85

menor ($M_1 - M_4$, 4,7 mm), por el hecho de que el M_2 es mayor que el M_1 , porque la reducción del M_3 con respecto al M_2 es menor que en el género anterior; por el M_4 , que es birradicado y mucho menos reducido; por el hipocónido, tan elevado como el protocónido; por el talónido algo más largo y menos ancho en relación con el trigónido que en el *Stilotherium*; con el hipoconúlido más notorio, de ubicación lingual. Comprende solamente la especie *Phonocdromus gracilis* Amegh. 1894. El ejemplar descrito por Sinclair como *Halmarhiphus nanus* debe asignarse posiblemente a esta especie. *Halmarhiphus riggsi* Simpson, 1932, puede ser que corresponda al género *Phonocdromus*, pero las características especiales del trigónido de sus molares y el notable ensanchamiento de los talónidos podrían justificar, quizás, la creación de un nuevo género para esa especie.

No han sido citados cenolestinos para nuestras formaciones del Mioceno medio y superior.

Zygolestes paranensis y *Zygolestes entreerrianus* Amegh. 1899 han sido mencionados por nuestro sabio como cenolestinos provenientes del "piso Mesopotamiense" (Plioceno), de la provincia de Entre Ríos. En un trabajo todavía no publicado (Reig, en prensa) establecemos nuestra opinión de que *Zygolestes paranensis* constituyen un género y especie válidos de la familia *Didelphidae*, y que la especie *entreerrianus* no es separable del didelfino viviente *Philander* (= *Metachirops*) en el nivel genérico. El registro de la subfamilia tendría, pues, una laguna durante el Plioceno, que el conocimiento del nuevo género y especie que describimos a continuación contribuye a hacer desaparecer.

Superfamilia CAENOLESTOIDEA, Osborn, 1910

Familia CAENOLESTIDAE, Tronessart, 1898

Subfamilia Caenolestinae, Sinclair, 1906

Género PLIOLESTES n. gen. ¹

DIAGNOSIS: *Caenolestinae* de tamaño mayor que *Caenolestes*, *Stilotherium* y *Phonocdromus*; $M_2 > M_1 > M_3 > M_4$; M_4 birradicado, muy reducido; rama horizontal muy elevada, más que en los otros géneros; M_2 con el talónido mucho mayor en relación con el trigó-

¹ *Pliocestes*, plio en alusión a su antigüedad geológica y lestes del griego ληετλες = el que vive de la rapiña; *tripotamicus*, del griego τριποταμικος y τριποταμικος = tres y ποταμικος = río, en alusión a la localidad de Tres Arroyos, en cuyas proximidades fué hallado el fósil.

nido que en los otros géneros, y mucho más ancho; protocónido y metacónido subiguales, paracónido bipartido.

DISTRIBUCIÓN: Plioceno, sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina.

GENOTIPO: *Pliolestes tripotamicus*, n. gen., n. sp.

***Pliolestes tripotamicus* n. sp.**

TIPO: Porción de rama mandibular izquierda conservando el P_3 y el M_2 completos y los alvéolos de P_1 , P_2 , M_1 , M_3 y parte del alvéolo del M_4 ; n° 9971, Colec. Paleontol. del M. A. C. N.

PROCEDENCIA: Encontrado por Lucas Kraglievich, Lorenzo J. Parodi y S. Romero, en una excursión a la zona de Tres Arroyos realizada en abril de 1925, en los afloramientos pliocenos de las márgenes del río Quequén Salado, en las proximidades de la estación Oriente, en el partido de Coronel Dorrego de la provincia de Buenos Aires.

FORMACIÓN GEOLÓGICA: Formación Irene, edad Montehermosiana, Plioceno superior. (Los estratos pliocenos aflorantes en las márgenes del Quequén Salado, fueron denominados Irenense por Lucas Kraglievich, en alusión a la localidad de Irene. La nueva denominación sólo responde a un propósito de unificación de la terminología estratigráfica de nuestro Cenozoico en un sistema que distinga las unidades de roca de las de tiempo y de las unidades faunísticas).

DESCRIPCIÓN Y COMPARACIÓN: Lucas Kraglievich había anotado la pieza tipo de este nuevo cenolestino, en el catálogo de la Colección Paleontológica del Museo Argentino de Ciencias Naturales, como perteneciente a "un pequeño Didelphis". Es así cómo llegó a nuestras manos, conjuntamente con un lote de didelfinos pliocenos que estamos estudiando en relación con un programa de revisión de los didélfidos fósiles argentinos. Sin embargo, no puede haber dudas de que pertenece a un cenolestino por la morfología del M_2 y los demás caracteres observables en el ejemplar.

Adelante del P_3 se observan tres alvéolos, uno para el P_1 y los dos correspondientes al P_2 . El incisivo posterior, compuesto de una cúspide puntiaguda y de un talón bastante desarrollado, también provisto de una pequeña cúspide, no ofrece diferencias apreciables con el de los otros cenolestinos, y su tamaño es equiparable al de algunos ejemplares de *Stilotherium*, pero mayor que en *Phonocdromus* y *Caenolestes*. Los alvéolos del M_1 permiten deducir que este diente alcanzaba menor tamaño que el molar que le sigue. En efecto, la distancia entre el borde anterior del M_2 y el borde posterior del P_1 mide 2.1 mm, mientras que el M_2 mide 2.24 mm. Esta condición lo apartaría de

Stilotherium y de *Caenolestes*, para relacionarlo con *Phonocdromus* y, a juzgar por las ilustraciones de Osgood (1924, fig. 2b y 3b), también con *Lestoros* y *Rhyncholestes*. El M_2 es mucho mayor que en los otros cenolestinos, pues su diámetro anteroposterior mide 2.24 mm. mientras en *Caenolestes* apenas llega a alcanzar los dos milímetros y en *Stilotherium* apenas sobrepasa 1,7 mm, siendo aun menor en *Phonocdromus*. Sin embargo, la longitud del trigónido es equiparable a la que ofrece el M_2 del tipo de *Stilotherium typicus*, en que la lon-

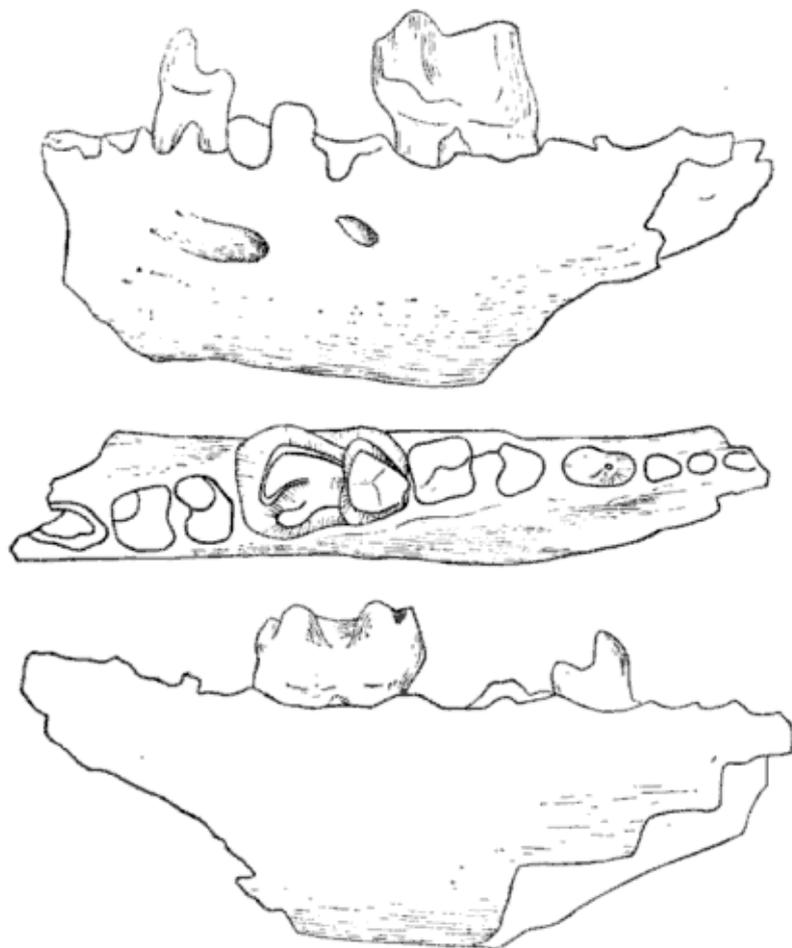


Fig. 3. — *Pliolestes tripotamicus*, n. gen., n. sp. Tipo. N° 9071 Col. Pal. M.A.C.N., porción de rama mandibular izquierda: A, Vista externa; B, vista superior; C, vista interna. Formación Iocén, Plioceno superior, Provincia de Buenos Aires. Aumentada tres veces y tres cuartos.

gitud total del diente es de 1,76 mm. Es que el talónido alcanza un desarrollo relativo mucho mayor que en los otros géneros, sólo equiparable con el que presenta "*Halmarhiphus riggsi*". En *Stilotherium dissimile*, por ejemplo, el talónido es casi de la misma longitud que el trigónido, mientras que en *Pliolestes tripotamicus* ocupa las 2/3 partes de la longitud del diente. En *Caenolestes* el talónido es también muy largo pero no alcanza una proporción tan elevada. Al margen de su mayor desarrollo longitudinal, el talónido es notable por su gran ensanchamiento, que alcanza un valor relativo y absoluto excepcional. "*Hal-*

marhiphus” *riggsi* es también notable por esta misma particularidad, pero la original morfología del trigónido de la especie colhuehuapiana, y su tamaño menor, imposibilita que sea considerada congénérica con el nuevo cenolestino plioceno. Conjuntamente con estos rasgos morfológicos generales, el M_2 de *Pliolestes tripotamicus* es característico por la homogeneidad de desarrollo entre el proto y el metacónido y por la bipartición observable en el borde anterior del paracónido. En cingulo externo es, como en todos los cenolestinos, muy desarrollado, interesando buena parte del borde lateral del talónido. El hipocónido forma una cresta fuerte y elevada, que se une con el hipocónúlido, pero que está separada del entocónido por una depresión considerable. El entocónido es casi una cúspide aislada, que alcanza un volumen sólo un poco menor que el del metacónido. Detrás del M_2 se advierten los alvéolos correspondientes al M_3 , que permiten deducir que este órgano era más reducido que el M_2 y que el M_1 . La distancia que media desde el borde posterior del M_2 al borde posterior del alvéolo trasero del M_3 , es de 1,9 mm. Del M_4 se conserva el alvéolo anterior, pero se deduce de la morfología de dicho alvéolo que el diente era birradicado, aunque muy reducido. Otra característica distintiva importante de este cenolestino plioceno radica en la altura de la rama horizontal, que alcanza un valor absoluto mayor que el de cualquier otro cenolestino, y un valor relativo equiparable solamente al de *Stilotherium typicum*. En la cara externa de la rama horizontal se observan dos perforaciones: una bastante conspicua que penetra el hueso inmediatamente debajo de la raíz anterior del M_1 , y otra mucho más pequeña que perfora la mandíbula a la altura de la parte posterior de la raíz trasera del mismo diente. Una disposición similar afectan las perforaciones mentonianas en *Phonocdromus gracillis*.

Pliolestes parece más relacionado con *Phonocdromus* que con *Stilotherium*, y es posible que nuevos descubrimientos verifiquen la posibilidad que lo considere un descendiente especializado del primero de estos géneros. Nos parece que no puede considerarse en la línea de descendencia directa de ninguno de los géneros vivientes. Pero es necesario aclarar que el conocimiento que se tiene actualmente de la morfología de los cenolestinos extinguidos e inclusive de la anatomía dentaria de *Lestores* y *Rhyncholestes*, es inadecuado para conocer los modos de evolución de la subfamilia y el valor relativo de los caracteres morfológicos de sus representantes, todo lo cual nos incapacita para plantear adecuadamente las relaciones del nuevo género que describimos en este artículo.

ABSTRACT.—In this work the author describes a new genus and species of South American marsupials of the subfamily *Caenolestinae*. With the purpose of giving its diagnosis, the author makes a synthetical revision of the extinct caenolestines, based in the study of the material on which Ameghino made the original descriptions. Those specimens belong to the Ameghino's Collection of the Museo Argentino de Ciencias Naturales. With this revision, he introduces important modifications in the taxonomy of the Santacruzian members of the subfamily. He only accepts three species grouped in two genera, i. e. *Stilotherium dissimile*, *Stilotherium typicum* and *Phonocdromus gracilis*, for the Santa Cruz formation. The generic name *Garzonia* is considered without value because all the species referred to it are not separable in the generic level from *Stilotherium*, a name which has priority. *Halmarhiphus* is also considered without value because its typical species is based on specimens of microbiotherine opossums and of *Stilotherium*. The same happens with the species *Halmarhiphus nanus*. The same considerations anul the value of the species *Phonocdromus patagonicus*, but *Phonocdromus gracilis* is considered to differ from the other forms as to justify its apliting in a valid genus and species. *Parhalmarhiphus* is considered also invalidated, as its typical species is recognised as a mere synonym of *Stilotherium typicum*. It is supposed that *Stilotherium grande* is not a caenolestine, and that *Cladoclinus copei* must be separated from the family *Cenolestidae*. It is also advanced the author's view that the species of the genus *Zigolestes*, from the Mesopotamian, belong to the family *Didelphidae* and that *Halmarhiphus riggsi*, from the Colhuehuapian is connected with *Phonocdromus* or that it might be referred in another new genus. Therefore the author describes *Pliocestes tripotamicus*, n. gen., n. sp., from the Upper Pliocene beds of the Quequen Salado Creek, in the South of the Province of Buenos Aires.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMEGHINO, F., 1887. *Enumeración sistemática de las especies de mamíferos fósiles coleccionados por Carlos Ameghino en los terrenos eocenos de la Patagonia austral y depositados en el Museo de La Plata*. Bol. Mus. La Plata, I, págs. 1-26.
- 1891. *Nuevos restos de mamíferos fósiles descubiertos por Carlos Ameghino en el eoceno inferior de la Patagonia austral. Especies nuevas, adiciones y correcciones*. Rev. Arg. Hist. Nat., I, nº 5, págs. 289-328.
- 1894. *Énumération synoptique des especes de mammifères fossiles des formations éocenes de Patagonie*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XIII, págs. 259-445.
- 1899. a. *Sinopsis geológico-paleontológica de la Argentina; Suplemento*, 15 págs. in folio, La Plata.
- 1899. b. *On the primitive type of the plexodont molars of "Mammalia"*. Proc. Zool. Soc. of London, 1899, págs. 55 a 577.
- 1903. *Los diprotodontes del orden de los Plagiaulacideos y el origen de los roedores y de los Polimastodontes*. Anal. Mus. Nac. Hist. Nat., Bs. As., IX, págs. 81-192.
- LOONIS, F. B., 1914. *The Deseado formation of Patagonia*. Amherst, Mass., Amherst College, 232 págs.

- OSGOOD, W. H., 1924. *Review of living caenolestids with description fo a new genus from Chile*. Publ. Field Mus. Nat. Hist. Zool. Ser., XIV, 2, págs. 165-172.
- PATTERSON, B., 1952. *Un nuevo y extraordinario marsupial deseadiano*. Rev. Museo Munic. Ciencias Nat. y Trad. Mar del Plata, I, 1, págs. 39-44.
- REIG, O. A. *Sobre la posición sistemática de "Zygolestes paranensis" Amegh. y de Zygolestes entrerrianus" Amegh.* (En prensa).
- SIMPSON, G. G., 1932. *Some new or little-known mammals from the "Colpodon" beds of Patagonia*. Amer. Mus. Novitates, n^o 575, págs. 1-12.
- SIMPSON, G. G., 1948. *The begining of the age of mammals in South America*. Bull. Amer. Museum of Nat. Hist., XCI, 1, págs. 1-232, láms. 1-19.
- SINCLAIR, W. J., 1906. *Mammalia of the Santa Cruz Beds: Marsupialia*. Rept. Princeton Univ. Exp. Patagonia, IV, 3, págs. 333-482, láms. 40-55.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

WILLIAMS, H., TURNER, F. J. Y GILBERT, C. M., *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections*. 406 páginas, 133 figuras, W. H. Freeman & Co., San Francisco, 1954.

Esta obra viene a llenar una sentida necesidad en el campo de la enseñanza de la petrografía. En efecto, si bien se cuenta con varios textos que se ocupan separadamente de los tres grandes grupos reconocidos de rocas, faltaba, hasta ahora, una que presentara en forma global los caracteres microscópicos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias.

El libro está dividido en tres partes. La primera, a cargo de Williams, está dedicada a las rocas ígneas, para lo cual se inicia con un corto capítulo que estudia las texturas y expone los criterios de clasificación y nomenclatura. La descripción de los clanes se inicia con el de las rocas basálticas-gábricas y termina con el de las ácidas, a la inversa del orden que podríamos llamar tradicional, lo que no deja de tener sus ventajas, ya que sigue el orden supuesto de evolución de las rocas en la corteza. El capítulo final comprende las rocas piroclásticas, que a nuestro parecer hubiera sido más conveniente tratarlas entre las sedimentarias. En las 155 páginas de esta parte se alcanzan a describir las principales variedades de rocas ígneas, tanto plutonitas como vulcanitas.

La segunda parte ha sido redactada por Turner y trata las rocas metamórficas en 86 páginas. El primer capítulo se destina a estudiar los criterios petrográficos del metamorfismo y la clasificación de las metamorfitas. Luego se describen los principales tipos de rocas, desde hornfels hasta eclogitas. Habría que señalar aquí que el tratamiento de los esquistos es un poco breve y que, lamentablemente, no se describen ni mencionan los caracteres microscópicos de las migmatitas, ya que el autor se limita, *ex profeso*, a las rocas estrictamente metamórficas.

La parte final trata en 133 páginas las rocas sedimentarias y ha estado a cargo de Gilbert. Antes de entrar en la parte descriptiva, se discute el origen de las sedimentitas y se describen sus caracteres mineralógicos y texturales. Las psammitas están muy bien tratadas, con algunas innovaciones de indudable utilidad, como la distinción entre arenitas y "wackes", que responde muy bien a lo que se conoce de estas rocas. Las pelitas están tratadas demasiado someramente, y aunque es reconocida la dificultad de su estudio con cortes delgados, hubiera sido muy acertado y justificado un esfuerzo para describir e ilustrar mejor estas rocas arcillosas, puesto que, en resumidas cuentas, son las más abundantes de todas las sedimentitas. En cambio, las rocas calcáreas y las restantes sedimentitas se describen con suficiente amplitud.

El libro está bien escrito y en él se incluyen numerosas observaciones personales de interés. Como indica su título, debe considerárselo simplemente como texto introductorio al estudio microscópico de las rocas, sin otras ambiciones que éstas. La parte teórica está, por fuerza, muy reducida, pues de otro modo se habría necesitado un volumen mucho mayor y otro objetivo que el buscado por los autores. Lo más digno de elogio son las ilustraciones, realizadas a pluma por Williams; como cada figura comprende normalmente tres dibujos de cortes delgados, se tienen en total cerca de 400 ilustraciones de rocas. También debe señalarse que se han elegido, en la mayoría de los casos, rocas de las localidades típicas, lo que es de especial importancia para variedades ígneas. Es la abundancia de ilustraciones, más que el texto, lo que hará de esta obra una de las preferidas por los principiantes en estudios petrográficos. -- *Mario E. Teruggi.*

ESTA ENTREGA
SE TERMINÓ DE IMPRIMIR EL 6 DE JULIO DE 1955
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, PERÚ 684
BUENOS AIRES

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

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

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

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne carictur* — 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
PERÚ 684, Buenos Aires (Rep. Argentina)**

CURA-CÓ

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

GEOLOGIA - GEOFISICA - MINERIA

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

DETECTORES GEIGER MÜLLER

D. W. G. MODELO W 55

BUSQUEDA DE URANIO — EXPLORACION
MINERA — ZONAS
CONTAMINADAS —
INVESTIGACIONES
DEFENSA CIVIL



El detector Geiger Müller, marca D.W.G., modelo W 55, completamente portátil, es un instrumento de características sobresalientes para la detección y medida de radiaciones beta y gamma. Su gran sensibilidad permite detectar hasta los yacimientos más pequeños del mundo.

Con este instrumento no sólo se puede detectar el mineral, sino también medir su radiactividad, determinar su ley y estimar la importancia del yacimiento.

CARACTERISTICAS TECNICAS

Lectura directa en cuantos por minuto.

Tres rasgos de medición: 300, 3.000, 30.000 cuantos por minuto.

Instrumento de 80 mm de diámetro, de precisión.

Tubo Geiger Müller para radiaciones beta y gamma, importado de E.E. U.U.

La unidad posee un jack para enchufar teléfonos y obtener así una indicación auditiva del número de radiaciones detectado.

Dimensiones: 270 x 125 x 125 mm.

Estas características aquí estipuladas, son reales y fácilmente controlables.

Garantizamos estos equipos por el término de un año contra todo defecto de fabricación.

Esta garantía no incluye el tubo Geiger Müller ni las válvulas.

Costo del equipo, completo con baterías m\$a. 4.950.—

TECNITRON INSTRUMENTOS PARA FISICA NUCLEAR

CHARCAS 1337

T. E. 42 - 4545

República Argentina

DETECTORES GEIGER MÜLLER

D. W. G. MODELO W 55

BUSQUEDA DE URANIO — EXPLORACION
MINERA — ZONAS
CONTAMINADAS —
INVESTIGACIONES
DEFENSA CIVIL



El detector Geiger Müller, marca D.W.G., modelo W 55, completamente portátil, es un instrumento de características sobresalientes para la detección y medida de radiaciones beta y gamma. Su gran sensibilidad permite detectar hasta los yacimientos más pequeños del mundo.

Con este instrumento no sólo se puede detectar el mineral, sino también medir su radiactividad, determinar su ley y estimar la importancia del yacimiento.

CARACTERISTICAS TECNICAS

Lectura directa en cuentos por minuto.

Tres rasgos de medición: 300, 3.000, 30.000 cuentos por minuto.

Instrumento de 80 mm de diámetro, de precisión.

Tubo Geiger Müller para radiaciones beta y gamma, importado de E.E. U.U.

La unidad posee un jack para enchufar teléfonos y obtener así una indicación auditiva del número de radiaciones detectado.

Dimensiones: 270 x 125 x 125 mm.

Estas características aquí estipuladas, son reales y fácilmente controlables.

Garantizamos estos equipos por el término de un año contra todo defecto de fabricación. Esta garantía no incluye el tubo Geiger Müller ni las válvulas.

Costo del equipo, completo con baterías m\$n. 4.950.—

TECNITRON INSTRUMENTOS PARA FISICA NUCLEAR

CHARCAS 1337

T. E. 42 - 4545