

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

FÉLIX R. E. UGARTE, Geología de la zona de Omkel (Prov. Chubut).....	5
H. H. CAMACHO Y J. A. FERNÁNDEZ, La transgresión patagónica en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del Río Chubut.....	23
GUILLERMO FURQUE, Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera Sanjuanina.....	46
ARMANDO F. LEANZA, Una curiosa ostra del terciario patagónico <i>Ostrea imitatrix</i> n. sp.....	72
ENRIQUE DE ALBA, Acerca de la edad del granito del Famatina...	76

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1956

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One

4489-TSZ-49EG

Imprenta y Casa Editora COSI, Perú 684, Buenos Aires

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

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO XI

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

—
1956

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo XI

Enero de 1956

Nº 1

GEOLOGIA DE LA ZONA DE OMKEL

(PROVINCIA CHUBUT)

POR FELIX R. E. UGARTE

RESUMEN

Se describe la Geología de la región que limita el paralelo de 44°15', por el N; el arroyo Apeleg, por el S; el meridiano de 70°25', por el E, y el arroyo Frías, el límite internacional y el arroyo Cherque, por el Oeste.

Se pretende correlacionar los terrenos cretácicos aflorantes con los de la Provincia Argentino-Chilena, habiéndose caracterizado los subcielos mendociano, huintriniano y diamantiano del ciclo sedimentario andico, de los cuales los dos primeros son fosilíferos. Asimismo se describen afloramientos correspondientes al Pérmico y al Liásico, como así también plutonitas presumiblemente senonianas, vulcanitas infraterciarias y pliocenas, y depósitos cuaternarios.

Finalmente se efectúan algunas consideraciones sedimentológicas y la interpretación geotectónica de la región.

I. INTRODUCCION

Durante la campaña estival de 1953 el autor realizó un reconocimiento geológico a escala 1:200.000 de la región de Omkel, por cuenta de Combustibles Sólidos (E.N.D.E.)¹, luego de lo cual nuevas experiencias le han permitido perfeccionar los primeros argumentos y bosquejar una definición preliminar de sus rasgos geológicos.

En el presente estudio se ensaya para el Mesozoico la correlación de sus depósitos con aquellos pertenecientes a la Provincia Argentino-Chilena, lo que significa un primer paso en la aplicación de la nomenclatura sudamericana con especial atinencia a la Patagonia (6).

¹ Con cuya autorización se publica este trabajo.

1. *Ubicación, base topográfica y geomorfología.* — La zona estudiada está limitada al N por el paralelo de $44^{\circ}15'$, al S por el arroyo Apeleg, al E por el meridiano de $70^{\circ}25'$ y al O por el arroyo Frías, el límite internacional y el arroyo Cherque.

La base topográfica utilizada consiste en un levantamiento expeditivo a escala 1:200.000, realizado por el topógrafo Lete con el fin de apoyar la exploración carbonífera de la región, completado en esta oportunidad mediante el aporte de datos toponímicos. La superficie abarcada se estima en 1.800 km^2 .

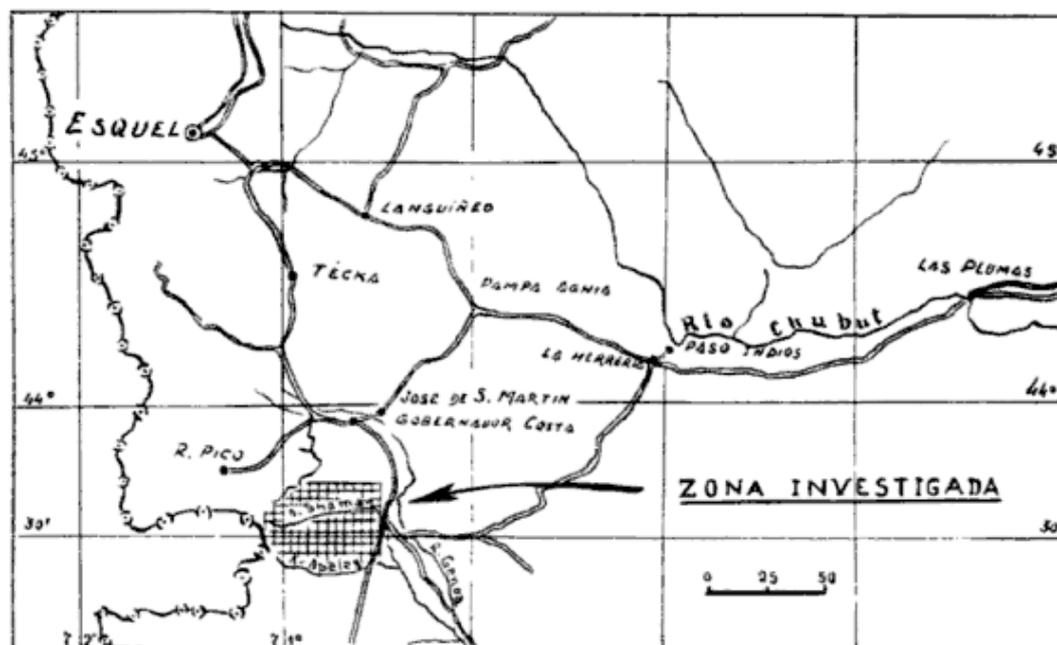


Fig. 1. — Ubicación de la zona investigada

La zona investigada presenta detalles geomorfológicos un tanto variados, ya que la integran pampas, bajas lomadas, paisajes suavemente accidentados de morfología glacial y serranías escarpadas de génesis volcánica.

El relieve denota un aumento en sus cotas de E a O, es decir, desde el valle del río Génoa hacia las cerrilladas occidentales que pertenecen al ambiente andino. Al naciente del Génoa, esto es en Piedra Srotle y Nueva Lubecka, lomadas degradadas configuran un paisaje integrante de un ambiente geoestructural definido, de mayor antigüedad, que limita por el naciente el área de la presente investigación.

Planicies: Son subsidiarias de la pampa del Génoa y pertenecen a la cuenca imbitéfera del río homónimo. De origen netamente fluvio-glacial y eventualmente límnic, se advierten las pampas Apeleg y Tequer; por la primera corre el río del mismo nombre, en tanto que por la segunda desaguan los arroyos Shaman y Puma.

Septentrionalmente, el valle de Las Salinas forma una pequeña cuenca centrípeta que constituye el último estadio de una laguna de mayores proporciones que tiende a desaparecer.

Se asignan a estas planicies cotas próximas a los 600 metros.

Orografía: El relieve de la zona de Omkel culmina en los 1.511 m, altura que corresponde al cerro de igual nombre, en tanto que cotas próximas se registran en el Cordón del Puma y en los cerros Negro, Buitre, León y de Los Chivos, entre otros. Al oriente de la región que ellos limitan, las cotas próximas a los 1.000 m son frecuentes, verbigracia, las de los cerros La Viuda, Ayosh y Mirador Márquez.

El rasgo fisiográfico saliente lo constituye la circunstancia de que todo el relieve se dispersa en las pampas aledañas, donde pierde altura paulatinamente hasta desaparecer en el naciente de la carta. En el borde austral, por el contrario, el Cordón del Puma presenta sus laderas escarpadas, con paredones y cornisas de origen volcánico, cuyo ascenso y travesía resulta difícil efectuar. Hacia el poniente se agrega un sector de formas suaves y aborregadas, debidas al glaciario, y hacia el N, finalmente, las serranías que se prolongan y constituyen el Cordón del Cherque, ya fuera del área examinada.

Hidrografía: En la zona de Omkel es el río Génoa el principal receptor de los cursos acuíferos, el que nace de la unión de los ríos Cherque y Putrachoique, en las proximidades de Gobernador Costa y toma luego rumbo oriental para dirigirse posteriormente hacia el S; frente a Piedra Shotle su curso divagante reduce su caudal debido a infiltraciones en el campo de fallas allí existente, al que posteriormente acrecienta un tanto el aporte de los arroyos Shaman y Apeleg.

El Shaman recibe el caudal del Arenoso y atraviesa un relieve suave antes de Puesto Arrechea; después, ya en campos de Estancia Shaman, forma un valle más o menos estrecho y profundo, para luego llevar sus aguas a pampa Teguer y verterla posteriormente en el Génoa.

Por el valle del Puma desagua otro arroyo, de precaria importancia, en tanto que, limitando la periferia meridional, el arroyo Apeleg, con nacientes en el sector limítrofe, moldea un valle amplio y lleva sus aguas al Génoa como en los casos anteriores.

Todos estos cursos tienen un régimen de deshielos y en época de sequía pueden perder su caudal, que en primavera es generalmente considerable. Pertenecen a la cuenca imbrífera que desagua en el lago Musters y cuyo intermediario es el río Senguer.

Es interesante consignar que al O del cerro Omkel existen varias lagunas, una de las cuales, denominada Verde, posee caudal permanente.

En toda la región se observan manantiales que alimentan “mallines” y “menucos”, siendo su génesis conexas al deshielo, en primer término y secundariamente al desecamiento de los conos de deyección situados a cierta altura sobre el nivel piezométrico del valle.

2. *Investigaciones anteriores.*— La zona de Omkel no había sido objeto de investigaciones geológicas con anterioridad al presente trabajo. Sin embargo, merecen citarse algunos estudios sistemáticos y datos de interés, que constituyen antecedentes pertenecientes a regiones vecinas, pero que es menester tener en cuenta al redactar estas líneas, ya que son en cierta forma sus precursores.

Por orden cronológico se deben citar las investigaciones de Suero que constan en informes inéditos o en publicaciones (7), especialmente el que se refiere a la zona que incluye la sierra de Lonco Trapeal y el río Génoa, como así también los trabajos de Piatnitzky aun no concluídos.

Más íntimamente ligados a este estudio se recuerdan los informes de Bergmann (1, 2, 3, 4), no conocidos todavía por el público especializado, y que significan una meritoria y esforzada labor, en la cual, merced a extensos reconocimientos, se han obtenido los elementos previos para una interpretación geológica regional de esta parte de Patagonia. Concretamente, el citado colega describió expeditivamente la cuenca cretácica del lago Fontana y llegó a diferenciar una serie volcánica de fecha jurásica de otra indudablemente eoterciaria, advirtiendo asimismo la existencia de rocas plutónicas de edad posiblemente cretácica.

Es imposible olvidar aquí la clásica obra de Feruglio (5), en la que brinda innumerables datos de positivo valor que la convierten en imprescindible, al tratar temas geológicos patagónicos.

Finalmente, el autor debe destacar la circunstancia de haber efectuado investigaciones sumamente interesantes en Patagonia (7, 8, 9), de las cuales es ésta la primera que se ofrece a publicidad y que han valido, en una u otra forma, para la preparación del presente trabajo.

II. ESTRATIGRAFIA

1. *Pérmico.*— En la zona estudiada los depósitos suprapaleozoicos son los más antiguos que afloran y constituyen apenas un asomo marginal del extenso ambiente que, fuera del ámbito andino, comprende las serranías de Tepel, Tecka, Las Salinas, Languiñeo, Nueva Lubec-

ka, etc., traído a consideración geológica a causa de las investigaciones de Suero y Piatnitzky.

En Omkel, como se dejó dicho, el Suprapaleozoico tiene una extensión sumamente precaria, ya que aflora solamente en el borde SO de las Lomas de Plate y en otros lugares de las mismas donde la erosión ha quitado la cubierta liásica.

Los afloramientos de Lomas de Plate participan de una estructura negativa mayormente constituida por terrenos liásicos, conformando su conjunto un bloque tectónico, separado de los depósitos coetáneos de Nueva Lubecka por el campo de fallas que corresponde al valle del Génoa.

El perfil expeditivo de tales capas es como sigue, de abajo hacia arriba:

1. areniscas de grano fino, micáceas y lajas, de color gris, con *Lepidodendron* sp.
2. lutitas grises con plantas (8 m).
3. areniscas arcillosas, fragmentarias (20 m).
4. areniscas similares a 1 (30 m).

Pseudoconcordancia

Liásico: pizarras, margas silicificadas y brechas calcáreo-dolomíticas.

El afloramiento se hunde hacia el S y es cubierto por rocas volcánicas terciarias y fluvio-glacial.

Los depósitos mencionados fueron correlacionados últimamente con aquellos que conforman el Suprapaleozoico del río Génoa, lo que integra un estudio que se dará a conocer oportunamente (9). Empero, para los terrenos de Lomas de Plate se puede asignar una fecha pérmica.

2. *Liásico*. — Como los terrenos pérmicos recién considerados, los del epígrafe afloran en las Lomas de Plate y cubren a aquellos del Suprapaleozoico con pseudoconcordancia.

Surge de la bibliografía el carácter clásico de los depósitos liásicos del Génoa, ambiente al cual pertenecen los que aquí se consideran. Se recuerda, asimismo, que fueron objeto de estudio por parte de Keidel, Piatnitzky, Feruglio y Wahnish de Carral Tolosa (5), y posteriormente por Suero (7). El presente trabajo ha permitido señalar otra localidad, periférica a las ya clásicas, y acaso la más austral de la Argentina, al estar con la literatura especializada.

El perfil visto en Lomas de Plate está integrado por los siguientes términos de abajo hacia arriba, a saber:

1. areniscas con corales (*Isastrea* sp.).
2. caliza silicificada y margas de color grisáceo de laminación fina, duras y compactísimas; intercalaciones brechosas, a veces impregnadas con óxidos ferrosos; niveles de areniscas tobáceas de coloración gris, lajosa, con plantas indeterminables (60 m).
3. areniscas grises en fractura fresca y rojizas por alteración superficial, compactas y muy maltrechas (100 m).
4. banco de caliza mayormente calcítica (4 m).

La sucesión descripta, observada en el sector NO de las lomas, no muestra sus relaciones ni con su piso ni con su techo. El primero, es decir los depósitos pérmicos, se advierten 5 km al S, inmediatamente de llegar al alambrado divisorio de Estancia Nueva Lubecka.

La litología, posición geológica y el contenido faunístico de estos terrenos permiten atribuirles fecha liásica.

3. *Andico*. — Los terrenos ándicos de Omkel pertenecen a la Provincia Patagónica (Groeber), siendo de ella precisamente sus afloramientos más septentrionales señalados en Argentina.

La bibliografía consigna terrenos ándicos de esta provincia geológica que se distribuyen desde la Isla de los Estados hasta las proximidades del arroyo Apeleg, los que hacia el E alcanzan Puerto Coig (5). En tanto que hallazgos debidos a Roth los señalan también en el valle del arroyo Temenhuaó, cerca del río Pico, lo que aun no ha sido ratificado por nuevos reconocimientos.

Es de destacar que al S del arroyo Apeleg el descubrimiento del Andico se debe a Rigal (5), siendo Bergmann quien los describió y reconoció sistemáticamente hasta la parte austral del lago Fontana, estableciendo sus relaciones con las vulcanitas eoterciarias (1, 2, 3, 4). En cuanto a la existencia de Andico en la zona de Omkel no existía ninguna noticia aun, por lo cual pueden considerarse estas líneas como una primera comunicación a ese respecto.

Los terrenos en cuestión, sitios en Omkel, se advierten exactamente al S y SO del Cordón del Puma, extendiéndose hacia el NE, sin alcanzar el Puesto Coria, siendo su límite septentrional la "huella" que conduce desde Puesto Aguilar a la ruta 40; ésta los circunscribe por el naciente, y por el S se hunden bajo la cubierta cuartaria de pampa Apeleg. En el valle del Puma, al E del cerro Omkel, al N del Puesto Aguilar y en el valle del Shaman, se los advierte saltuariamente, en gran parte metamorfozados por el vulcanismo infraterciario.

El Andico de Omkel aflora en suaves lomadas, recortadas por quebradas y frecuentemente atravesado por diques andesíticos o afectado

por "stocks" de idéntica consistencia, y eventualmente de rocas ácidas.

Su techo lo constituyen mantos lávicos eoterciarios que presentan gran distribución en el Cordón del Puma, los que lo cubren con pseudoconcordancia. La relación con su base no se observó, pues ésta no aflora, y si bien en Lomas de Plate se anotaron capas liásicas, no es probable que ellas se infrapongan al Andico. Sin duda alguna que su base se debe integrar con terrenos del Dogger-Malm, comparables a los aflorantes 30 km al O. exactamente al naciente de Ferrarotti.

Mendociano: 5 km al naciente de Puesto Aguilar, sobre el costado derecho de la "huella" que conduce a la ruta 40, exactamente 200 m después de pasar la última angostura del camino, aflora un calcáreo arenoso de unos 15 m de espesor, con rumbo E-O y suave buzamiento al S, notablemente fosilífero¹. Se superpone a dicho banco una arenisca con detrito de conchillas de 10 m de potencia, y siguiendo hacia el S se observa una superficie cubierta, luego de la cual afloran areniscas arcillosas y areniscas color verde, de grano fino.

El paquete fosilífero, calcáreo-arenoso, aparece en un cortísimo trecho y es limitado hacia el N por un dique andesítico que proviene de un "stock" próximo. Las vulcanitas han metamorfizado al calcáreo mediante cocción, produciendo recristalización y aporte de materiales, razón por la cual los fósiles, en parte, han sido borrados o se los encuentra dentro de la pasta andesítica.

El contenido faunístico del banco fosilífero es abundante y variado: se advierten Corales, Pelecípodos (*Ostreidae*, *Pectinidae*, etc.), algunos amonites y habitáculos de bivalvos². De la fáunula descubierta se anotaron ejemplares que parecen corresponder a *Gryphea*, *Ostrea*, como así también a *Exogyra coultoni* D'Orb.³, lo que permite situar el paquete sedimentario en el Valanginense, hasta tanto sus fósiles sean objeto de un estudio definitivo. Tal circunstancia hace posible la identificación del subciclo mendociano en Omkel.

Finalmente se destaca que al SO de Puesto Muñiz afloran areniscas y calizas negras con *Belemnopsis* sp., lo que puede corresponder a una facies batial, coetánea de las areniscas neríticas con detrito de conchillas, o, más verosímilmente, a capas más antiguas, quizá titonenses, dado su parecido con *B. patagoniensis* Favre⁴.

¹ Descubierto conjuntamente con Licciardo en oportunidad de una incursión preliminar a la zona, en vísperas del reconocimiento estival.

² Este material se encuentra depositado en C. S. M. (ENDE) y en el Museo de La Plata.

³ Del Valanginense de Mendoza y Neuquén.

⁴ Del Titonense de la Provincia Patagónica.

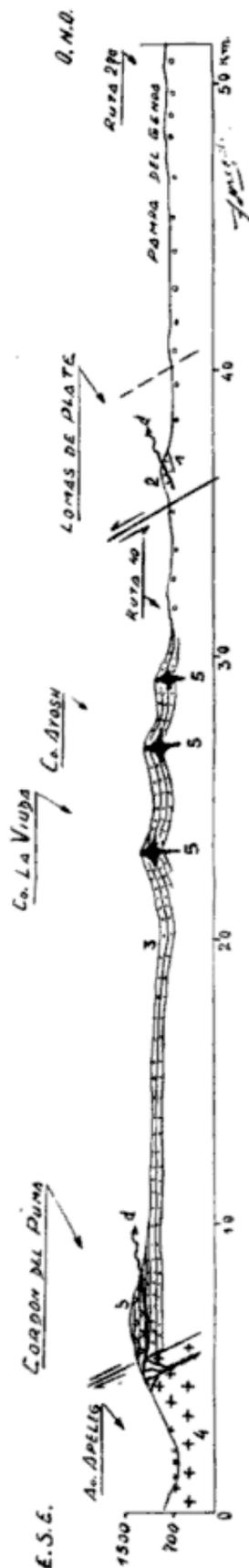


Fig. 3. — Perfil geológico de Omkel. 1. Pérmico; 2. Liásico; 3. Andico; 4. Plutonitas senonianas; 5. Serie Vulcánica Eocena; d, discordancia

Huitriniano: Sus depósitos se han caracterizado originariamente en el Andico de la Provincia Argentino-Chilena, donde un mejor conocimiento geológico permite caracterizar a una sucesión estratigráfica de extensa distribución. Para Patagonia se ensaya presentemente la asignación de cierta sección cretácica, al segundo subciclo ándico denominado Huitriniano; tal presenta una flórula cuya ubicación cronológica se desconoce mayormente, pero que parece corresponder al Aptense.

En la zona de Omkel estos terrenos se distribuyen con cierta amplitud, especialmente un kilómetro al S de Aguilar y tres al SO de Muñiz, entre otras localidades reconocidas.

Una peneplenización considerable ha cubierto con terrenos cuaternarios los afloramientos, a lo que se agrega el consiguiente efecto del vulcanismo coterciario, por cuya razón resulta difícil estimar espesores, como así también interpretar su geología. Sin embargo, se advirtieron areniscas verdosas de grano fino algo arcilloso, areniscas del tipo "clay gall", niveles plantíferos y lutitas carbonosas. Su potencia se calcula en varias decenas de metros.

La relación entre Mendociano y Huitriniano es normal, como igualmente la observada entre éste y su techo, lo que se detallará más adelante.

Un nivel plantífero localizado al O de Puesto Muñiz proporcionó, entre otros, restos de *Ptilophyllum acutifolium* Morr.² y que integra una flórula citada por diferentes autores para algunos sectores de la cuenca ándica patagónica³. En efecto,

² Determinación efectuada por Orlando.

³ Se obvia que la especie carece de valor estratigráfico, su valor aquí parece ser solamente descriptivo de una asociación florística, en relación a una biofacies distintiva.

Halle¹ exhumó en Lago San Martín restos de plantas situadas por debajo del horizonte con *Sanmartinoceras patagonicum*, del Albense. Un ejemplar de esta lista, *Ptilophyllum acutifolium* Morr., fué exhumado por Frenguelli en el arroyo de la Mina, pero su procedencia discrepa con la aceptada por Feruglio, pues mientras el primer autor la considera titonense (horizonte con *B. patagoniensis*), el segundo la estima aptense (zona de *A. argentinum*, 5; I, 175).

Otras noticias atinentes a esta flórmula ándica proporciona Bergmann (4), al referirse concretamente al hallazgo de *Otozamites?* sp., *Ptilophyllum* cf. *acutifolium* Morr. y *Pterophyllum* sp., al O del cerro de Las Cabras, exactamente al S del arroyo Apeleg, debajo de un nivel con *Gryphea tardensis* St. del Hauterivense, *Rhynchonella* sp. y corales. Se destaca, por último, que Feruglio colectó plantas similares en el arroyo del Gato (5; I, 189), lo cual da idea de la existencia de numerosas localidades fosilíferas en relación a la distribución horizontal de la flórmula.

En suma, las escasas noticias bibliográficas, con ciertas discrepancias, parecen ubicar estos restos florísticos en la parte alta del Neocomiano. Provisoriamente y hasta tanto se efectúe una revisión de su posición estratigráfica, se acepta para el presente trabajo una fecha aptense, lo que corroboraría su correlación con el Huitriniano de la Provincia Argentino-Chilena.

Diamantiano: Ha sido descripto originariamente, como los anteriores subciclos, para la provincia geológica antes citada, pero últimamente Groeber ha hecho extensivas aquellas consideraciones para Patagonia al indicar que una sucesión aflorante en sierra San Bernardo (Chubut), descubierta por Russo, es diamantiana, lo que, de ratificarse, posibilitaría nuevas correlaciones estratigráficas (6). Las observaciones de campo del autor y el análisis de la literatura geológica regional que aquí se detallan, significarían nuevas argumentaciones hacia la comprobación de aquéllas, anotadas para Patagonia extraandina.

Según Groeber, la primera indicación de la existencia de Diamantiano en Patagonia surge del perfil de Hauthal para el cerro Bel-

⁴ *Marchantites?* sp.
Nathorstia alata Halle
Gleichenites cf. *micromerus* (Heer)
Cladophlebis australis (Morr.) Sew.
Cladophlebis cf. *browniana* (Dunk.)
Sew.
Sphenopteris (*Ruffordia*) *goepperti*
Dunk.

Sphenopteris patagonica Halle
Asplenites lanceolatus Halle
Ptilophyllum acutifolium (Morr.)
Oldh.
Baiera cf. *australis* M'Coy
Athrotaxis ungeri (Halle)
Elatocladus sp.

grano (6; 508), donde, sobre capas con *Hatchericeras* (Aptense-Albanese), se disponen “areniscas rojas y abigarradas con capas arcillosas” que comprenderían al Diamantiano, el que es separado del Chubutiano por una apreciable discordancia angular. Sin embargo, cabe recordar que ésta no se advierte en los perfiles de Borrello citados por Feruglio (5), por lo cual es menester revisar tales conceptos y comprobar si en su reemplazo no existe en éstos, por lo menos, discordancia erosiva.

Una nueva argumentación, quizá más decisiva, fué puesta de manifiesto involuntariamente por Feruglio al comentar la Geología de la cuenca del lago Fontana. En dicho lugar advirtió 700 m de areniscas con maderas petrificadas, lo que mereció también la atención de Bergmann (4), superpuestas al Neocomiano y notablemente diferentes de aquellos sedimentos que integran el Chubutiano (5).

Pero hay argumentos de más peso que deciden la cuestión; ellos surgen de la comparación del perfil de Omkel con el existente al naciente de Ferrarotti, distantes 30 km uno de otro. En Omkel las areniscas diamantianas se advierten plegadas en estructuras bien notables y soportan a vulcanitas eoterciarias, en tanto que al E de Ferrarotti es el complejo volcánico jurásico el que se encuentra afectado por plegamientos, precisamente con un estilo tectónico similar, y es cubierto por Chubutiano mayormente horizontal, con considerable discordancia angular. Es decir, que se pueden diferenciar perfectamente ambos ciclos, el Andico y el Senoniano, pues además de motivos litológicos para fundamentar tal caracterización, existen argumentos tectónicos y faunísticos que apoyan la idea expuesta.

Los terrenos diamantianos de Omkel ocupan la mayor parte del área de afloramientos cretácicos, y aparecen debajo de las vulcanitas eoterciarias, como ya se dejó dicho, siendo de destacar que hacia el S, fuera de la zona estudiada en esta oportunidad, alcanzan el arroyo Verde (4).

El perfil local es el que sigue, de arriba hacia abajo:

Techo: Serie Vulcanítica Eocena.

..... Discordancia

Diamantiano:

1. areniscas conglomerádicas y conglomerados de rodados constituidos por pórfidos, grauvacas, cuarzo, etc., de estructura entrecruzada.
2. areniscas con rodados fluviales y grandes planos de estratificación entrecruzada.
3. areniscas tobáceas de color gris claro, incluyen grandes troncos fósiles de más de 60 cm de diámetro. Espesor total: 200 metros.

Piso: Huitriniano.

El Diamantiano de Omkel no debe abarcar todo el lapso geológico que comprende el de la Provincia Argentino-Chilena; por lo tanto se estima que no alcanzaría el Coniacense. Ello se sigue de la exigua potencia de sus depósitos, pero es menester destacar que al S del arroyo Apeleg, en relación con mayores espesores, pueden aparecer términos más nuevos, definiendo asimismo una mayor profundidad de cuenca. Meridionalmente al lago Buenos Aires y aun más al S, los datos disponibles indican una facies marina para la mayor parte del Cretácico y aun la parte baja del Terciario.

A la luz de estas noticias preliminares se puede comenzar un estudio más detallado de esta parte de los depósitos mesozoicos patagónicos, y establecer definitivamente las relaciones con el vulcanismo terciario. Los límites estratigráficos referentes al Andico serán posiblemente modificados en virtud de un mejor conocimiento paleontológico y geológico, pero de cualquier manera es posible la correlación de ambas provincias geológicas, por lo menos en las regiones citadas, pues los términos existen y, en general, las condiciones de sedimentación han sido aproximadamente similares.

4. *Plutonitas senonianas.*—En la zona estudiada afloran rocas de tipo granítico que constituyen parte de la ladera meridional del Cordón del Puma, que luego se continúan hasta cerca de Estancia Tres Zorros y prosiguen finalmente hacia el NO, en las proximidades del arroyo Frías. Se registró, además, un pequeño afloramiento al S de Los Gemelos, esto es sobre la ruta 40, algunos kilómetros meridionalmente a su unión con la 270.

Según se podrá apreciar en el mapa geológico, la extensión de los afloramientos es reducida y su carácter saltuario; sin embargo, sus continuas apariciones en la Cordillera Patagónica Austral han de representar los apéndices de un batolito de dimensiones desconocidas. Para regiones próximas, Bergmann (1, 2, 3) ha descripto numerosos afloramientos de rocas graníticas que quizá sean coetáneas a las aquí consideradas.

Macroscópicamente se puede definir la roca reconocida en las proximidades de Estancia Tres Zorros, como un granito rosado de textura hipidiomórfica, con abundantes cristales de ortosa; presenta un sistema de diaclasas que buzan al N y aparece inyectado por rocas diabásicas, pertenecientes al vulcanismo eoterciario.

El ascenso de este granito puede haberse registrado inmediatamente después o durante el lapso en que acontecieron los movimientos intercretácicos, ya que ha irrumpido en la cuenca sedimentaria ándica

luego de su total deposición, siendo cubierto por las rocas volcánicas terciarias, como se dejó dicho. Por ello su edad sería senoniana.

5. *Serie Vulcanítica Eocena*. — Sus depósitos tienen amplísima distribución en la Cordillera Patagónica y constituyen uno de los factores principales de su Orografía. Desde el punto de vista geológico, estas vulcanitas representan la cobertura o la máscara de algunas sucesiones estratigráficas, por lo cual, un mejor conocimiento de su ciclo ha permitido modificar la cronología de numerosos términos, a la vez que interpretar más certeramente los diferentes acontecimientos diastróficos.

La separación de una serie volcánica eocena de otra considerada mesozoica en las proximidades de la zona estudiada, se debe a las investigaciones de Bergmann y Suero; este último autor ha propuesto recientemente denominar *Cautivalitense* a los productos efusivos del Terciario más bajo, nombre que podrá ser válido cuando se conozcan mayores datos de la fauna y flora descubiertas en La Cautiva (Chubut). Recientes estudios del autor han permitido individualizar depósitos de esta serie al S del lago Buenos Aires (10), lo que aumenta el área de distribución de estas rocas; en esa oportunidad se debió eliminar el nominativo "Serie Andesítica" por no ser conveniente su uso, utilizándose desde entonces el del epígrafe hasta que se adopte uno de reconocida significación.

En la zona de Omkel estos depósitos cubren gran parte del área reconocida, superponiéndose al Andico con cierta discordancia, como así también a las plutonitas antes descriptas. El sector donde esto se puede advertir notablemente es en el Cordón del Puma; empero, más al N. las vulcanitas reaparecen y emergen a ambos lados del arroyo Shaman; hacia el O es erosionada, y luego cubierta por terrenos glaciales, en tanto que hacia el E es sepultada por el fluvio-glacial de las pampas Tegner y Génoa.

Se diferenciaron dos facies de estas rocas volcánicas: una extrusiva, compuesta por mantos lávicos ácidos (liparitas, diabasas, etc.), que se yuxtaponen al Andico e integran estructuras, y otra intrusiva, de andesitas y basaltos que afloran mediante diques y "stocks", y que registra acción geotectónica.

Merece destacarse que la facies intrusiva es posterior, lo que se evidencia donde afecta al Andico y repliega la cubierta lávica, sobre-elevándola y facilitando la acción de la erosión. A esta acción diastrófica de la intrusión se atribuye la formación de la mayoría de los cerritos puntudos y de los otros de cotas notables.

En el Cordón del Puma es donde los mantos lávicos adquieren mayor desarrollo, constituyendo una serranía baya, roja y anaranjada, con espesores que sobrepasan los 3.000 m; por el contrario, una litología diferente se aprecia en el valle de Las Salinas, donde integra un ambiente principalmente constituido por andesitas y basaltos.

La efusión de liparitas y dacitas se refiere al lapso posterior al ascenso de las plutonitas senonianas, precisamente en relación con los primeros acontecimientos diastróficos de la orogenia terciaria, es decir Eoceno inferior; en tanto que las intrusiones andesíticas pueden referirse al Eoceno superior.

Finalmente se consigna que en las proximidades de la Estancia Romeo, como así también más al N y aun en las vecindades de Gobernador Costa, existen afloramientos de una caliza azulada cuya posición geológica no se pudo precisar, pero que posiblemente pertenezca a esta serie.

6. *Basaltos pliocenos.* — En la zona investigada se observaron depósitos basálticos escasamente difundidos aunque de cierta continuidad.

En la cima de los cerros más altos (Omkel, de Los Chivos, Buitre, etcétera) y aun en algunos puntos del valle del Shaman (Zuñeda), se registraron rocas básicas de estructura vesicular, las que están, además, representadas en la margen derecha del arroyo Apeleg (3) y adquieren su mayor importancia al naciente del Génoa (9), ya fuera de la zona investigada. Estos depósitos son posteriores a los basaltos que acompañan a las rocas andesíticas en el punto anterior, y se les atribuye edad pliocena, aunque hay la posibilidad de que en parte sean aun más jóvenes.

7. *Sedimentos glaciales.* — Estos terrenos fueron examinados al O y NO del área cubierta por la Serie Vulcanítica Eocena, donde afectan una topografía de formas aborregadas de notable aspecto glacial, amén de espaldones morénicos que contribuyen a configurar este típico paisaje.

Al O de los cerros Omkel y de Los Chivos se encuentra un amplio sector cubierto de depósitos de este origen, los cuales alcanzan la línea internacional; siendo de destacar las morenas terminales del arroyo Cherque con su primitiva disposición en arcos, hoy mayormente borrados.

En el valle del Puma se han encontrado, asimismo, espaldones morénicos algo aterrizados por la acción fluvial; éstos y aquellos depó-

sitos antes mencionados pueden corresponder a las glaciaciones dani y gotiglacial (Caldenius).

8. *Terrazas, depósitos fluvio-glaciales y lacustres.*— En las proximidades de Estancia El Puma, al S de Estancia Los Guanacos y en el valle del Shaman (Puesto Urrutia) se encontraron terrazas fluviales constituidas por grandes rodados y que corresponden a un acarreo posterior a la última glaciación.

Las pampas subsidiarias a la del Génoa están formadas por espesos depósitos fluvio-glaciales, cuya deposición ocurrió con motivo del derrame de los ríos de deshielo fuera del valle preandino, al término de las glaciaciones. Asimismo se destaca la circunstancia de no existir terrazas dentro de este sector, lo que está en relación al carácter negativo del área tectónica allí existente.

Finalmente se destaca la existencia de acumulaciones lacustres, consistentes en cenizas y arenas volcánicas, con pequeños gasterópodos de agua salobre. Estos terrenos tienen importancia edafológica, pues constituyen los "voladeros", es decir sectores de activa erosión cuya fijación reviste la mayor importancia.

III. SEDIMENTACION

Los sedimentos pérmicos de Lomas de Plate, con flora mixta de *Lepidodendron* y *Glossopteris*, son totalmente continentales, depositados en un ambiente subacuático con formación de lutitas, "flagstones" y areniscas. En cuanto al Liásico se descuenta su origen marino, en cuyo ambiente nerítico se depositaron rocas psammíticas con fauna de corales, calcáreas y aun tufitas, merced a un mar transgresivo de escasa profundidad.

El Andico, mejor expuesto que los ciclos anteriores, permite caracterizar tres etapas de un definitivo y gradual retiro del mar, que caracterizan otros tantos subciclos de este episodio sedimentario. El más antiguo, es decir el Mendociano, presenta depósitos marinos de ambiente nerítico, constituidos por calcáreos y areniscas con detrito de conchillas. El Huitriniano, por su parte, señala un ambiente continental límico de lutitas negras o carbonosas, arcillas y areniscas.

Finalmente, el Diamantiano, que cierra el ciclo ándico local, ofrece a la observación sedimentitas psammíticas y psefíticas con troncos fósiles, portadoras de regular cantidad de material tobáceo que indican una génesis en relación a un ambiente continental de depósitos deltaicos.

Los terrenos terciarios son totalmente efusivos y en cuanto al Cuartario, se destacan materiales de origen glacial, entre los que se advierten depósitos aborregados y espaldones morénicos, erosionados por cursos fluviales. En vinculación con el retiro de los hielos, se registran hacinamientos de rodados y arena, terrazados en varios niveles, que deben corresponder a otros tantos períodos de reactivación orogénica o a copiosas inundaciones.



Fig. 4. — Areniscas y conglomerados diamantianos, de génesis fluvial y estructura entrecruzada, sitios al Sur de Puesto Aguilar.



Fig. 5. — Cerro Ayosh coronado de andesitas terciarias. En primer plano lavas liparíticas, que, como las anteriores poseen fecha eocena, y en el intermedio areniscas diamantianas (Sur del Puesto Aguilar).

Una última consideración referente a los depósitos lacustres observados, destaca la existencia de un ambiente casi reciente de notable humedad, que contrasta con el imperante hoy en la zona.

IV. VULCANISMO

Los materiales tobáceos liásicos parecen indicar cierta actividad volcánica, coetánea a la transgresión marina o una redeposición de tufitas triásicas, originadas por un vulcanismo de extensísima distribución.

El Diamantiano alista entre sus sedimentos materiales de induda-

ble génesis volcánica, que quizá provengan de las efusiones diamantelitenses o de sus coetáneas no descritas aun para Patagonia.

En cuanto al vulcanismo terciario es menester efectuar algunas consideraciones que bosquejen su importancia. Perteneciente a esta actividad se advirtieron dos facies, una extrusiva y otra intrusiva, que acontecieron en el Eoceno y cuyos espesores sobrepasan los 3.000 m. De ellas merece destacarse el carácter ácido de la primera y el básico



Fig. 6. — Paredones liparíticos en mantos de buzamiento septentrional (margen derecha del valle Shaman).



Fig. 7. — Manto de diabasa con buzamiento septentrional (proximidades del cerro Omkel)

a mesosilícico de la segunda, que jugaron primordial papel en la formación de las estructuras, como se verá más adelante, y una notable acción metamórfica sobre las sedimentitas cretácicas.

Un postrer ciclo de fecha pliocena, escasamente aflorante y con rocas básicas similares a las eocenas, se reconoció en Omkel; sus afloramientos se ubicaron en las cimas de algunos cerros y, por la razón expuesta, complican el estudio de los episodios eruptivos de la región.

V. TECTONICA

En la consideración de los diferentes elementos estructurales, que supone un análisis tectónico de la zona investigada, es menester significar primeramente la vecindad del ámbito geológico suprapaleo-

zoico-jurásico, que constituye un importantísimo factor regional. Tales terrenos, aflorantes al E y NO de Omkel, tienen su límite occidental en el valle del Génoa, donde las Lomas de Plate representan un bloque tectónico separado del grueso del cuerpo.

Es de destacarse, asimismo, la extraordinaria importancia estructural del ambiente citado por su participación en las distintas fases del diastrofismo mesozoico y aun terciario, todavía no conocido acabadamente, pero en el cual se vislumbra una extraordinaria intervención como borde continental emergente, quizá desde el Dogger a la fecha.

En Omkel puede suponerse la formación de una zona de fracturación, con anterioridad al Andico, en correspondencia al valle del Génoa y de posición marginal al ámbito geológico antes citado. Tal



Fig. 8. — Estructura diapírica en terrenos diamantianos (al Oeste del cerro La Viuda)

zona de inestabilidad isostática puede ser coetánea a las efusiones jurásicas, y seguramente ha posibilitado la sedimentación ándica en ese sector septentrional de la cubeta patagónica en Argentina.

Luego de la deposición del Diamantino aconteció la crisis intercretácica en el área estudiada, que diseñó un sistema de estructuras a ambos lados de la zona inestable, acentuados posteriormente en fecha terciaria. En ese lapso pueden haber ascendido las plutonitas de este tramo de relieve preandino.

Evidencias de ese diastrofismo, aun no bien interpretado, se encuentran a uno y otro lado de la ruta 40, afectando terrenos ándicos o anteriores. Entre ellas se observó un sinclinal en Liásico, en Lomas de Plate, mientras que los depósitos ándicos situados meridionalmente al Cordón del Puma, se registraron estructuras positivas y negativas de rumbo predominante NE-SO. Se puede considerar también, como se dijo antes, que este estilo tectónico se acentuó o modificó por efectos diapíricos de la facies intrusiva eocena, los que pa-

recen haber alcanzado a los mantos lávicos, inmediatamente anteriores, combados en sinclinales vagamente definidos.

Finalmente deben suponerse ascensos regionales correspondientes a distintas fases de los movimientos terciarios, que es posible hayan actuado aun en tiempos cuaternarios, pero de los cuales no se hallaron mayores evidencias.

SUMMARY.— In this paper is defined the Geology of Omkel, located in south western Chubut, Southern Argentine.

Lower and middle cretacic beds of this region are intended to correlate with these of the Argentine-Chilien Geologie Province, pointing out "Mendociano", "Huitriniano" and "Diamantiano", that belong to the sedimentary cycle named "Andico". Likewise Permian and Liassic deposits, plutonic and volcanic outcrops refer to Senonian and Eocene, respectively, and sedimentary beds of the Quaternary, are described.

Finally, some sedimentological and geotectonic notices are made.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. BERGMANN, F. 1951. *Reconocimiento geológico expeditivo entre Corcovado y el lago General Paz*. CSM (ENDE). Informe n° 701 (inédito). Esquel (Chubut).
2. — 1951. *Reconocimiento geológico expeditivo entre lago General Paz y arroyo Apeleg*. CSM (ENDE). Informe n° 704 (inédito). Esquel (Chubut).
3. — 1951. *Informe preliminar sobre la zona con carbón de Apeleg y sus alrededores*. (T. del Chubut y Zona Militar de Comodoro Rivadavia). Informe n° 706 (inédito). Esquel (Chubut).
4. — 1952. *Condiciones geológicas de la parte austral de la cuenca cretácica del lago Fontana y sus posibilidades carboníferas*. CSM (ENDE). Informe número 738 (inédito). Esquel (Chubut).
5. FERUGLIO, E. 1949-50. *Descripción geológica de la Patagonia*. YPF. I, II, III. Buenos Aires.
6. GROEBER, P. 1952. *Mesozoico*. Geografía de la República Argentina. II, *Gaea*. Buenos Aires.
7. SUERO, T. 1953. *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut*. Rev. de la Asoc. Geol. Arg., VIII, n° 1. Buenos Aires.
8. UGARTE, F. R. E. 1954. *Estudio geológico preliminar de la zona de Omkel (Chubut)*. CSM (ENDE). Informe inédito. Gobernador Costa (Chubut).
9. — 1954. *El Suprapaleozoico del río Génoa (Chubut) y sus posibilidades carboníferas*. CSM (ENDE). Informe inédito. Gobernador Costa (Chubut).
10. — 1955. *Estudios geológicos y exploración carbonífera de la región preandina entre lago Buenos Aires y lago Pueyrredón (Gobernación Militar de Comodoro Rivadavia, territorio de Santa Cruz)*. CSM (ENDE). Informe inédito. Perito Moreno (Gobernación Militar de Comodoro Rivadavia).

Combustibles Sólidos Minerales E.N.D.E.

Perito Moreno (Prov. Patagonia), diciembre de 1955.

LA TRANSGRESION PATAGONIENSE EN LA COSTA ATLANTICA

ENTRE COMODORO RIVADAVIA Y EL CURSO INFERIOR DEL RIO CHUBUT

POR H. H. CAMACHO Y J. A. FERNANDEZ ¹

RESUMEN

La edad de la transgresión patagoniense ha sido objeto de las más diversas opiniones entre los autores que se han ocupado de este problema. Ultimamente predominaba la idea de que dichos sedimentos debieron haberse depositado durante el Mioceno inferior. Sin embargo, la presencia del grupo *Venericardia planicosta* en el Patagoniense basal de la costa atlántica demuestra que la transgresión mencionada se inició ya durante el Eoceno.

INTRODUCCION

Desde los tiempos de D'Orbigny y Darwin, la edad de los sedimentos marinos terciarios de Patagonia, que constituyen el piso Patagoniense, ha sido motivo de discusión por parte de los diversos investigadores que se han ocupado del problema. La causa de este desacuerdo fué debida principalmente a que los elementos de juicio considerados, nunca fueron lo suficientemente concluyentes al respecto. No obstante, en los últimos tiempos, las evidencias acumuladas por los autores hicieron prevalecer la opinión de que los sedimentos mencionados debieron haberse depositado durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, o a lo sumo ser equivalentes al Aquitaniense, en la estratigrafía europea.

Con motivo de los actos celebratorios de la Semana Ameghiniana, transcurrida durante el mes de septiembre del año 1954, tuvimos la

¹ Geólogos de la Dirección Nacional de Minería.

oportunidad de presentar una comunicación relacionada con la presencia del grupo *Venericardia (Venericor) planicosta* en el Patagónico basal de Dos Pozos (Chubut). A nuestro entender, este hecho tiene especial importancia por cuanto dichos pelecípodos se hallan restringidos en todo el mundo al *Eoceno* y, por lo tanto, en nuestro caso indicarían que la transgresión mencionada habría comenzado con anterioridad a lo comúnmente aceptado.

Este problema adquiere mayor importancia si se contempla que, supeditada a su dilucidación, se halla ligado el de la ubicación cronológica de las denominadas Tobas de Sarmiento.

Dado el interés despertado por nuestro hallazgo, creímos conveniente ampliar nuestras investigaciones de campaña y efectuar colecciones paleontológicas más completas a lo largo de la costa atlántica, las que en esta oportunidad fueron restringidas al sector comprendido entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut.

Por lo tanto, creemos justificado adelantar nuestras conclusiones, dejando para otra oportunidad la descripción sistemática de las especies mencionadas.

Corresponde expresar aquí nuestro agradecimiento a todos los colegas¹ que nos hicieron llegar sus valiosas opiniones con respecto al problema en cuestión.

Hacemos extensivo nuestro reconocimiento por habernos facilitado el acceso a sus valiosas colecciones paleontológicas, a las Instituciones siguientes: Museo de La Plata; Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia; Instituto de Paleontología de la Universidad de Buenos Aires; Dirección Nacional de Minería, repartición que financió los trabajos de campaña. A los señores A. Romero y O. Reverberi, por su eficaz colaboración en la ejecución del material ilustrativo, nuestro más sincero agradecimiento.

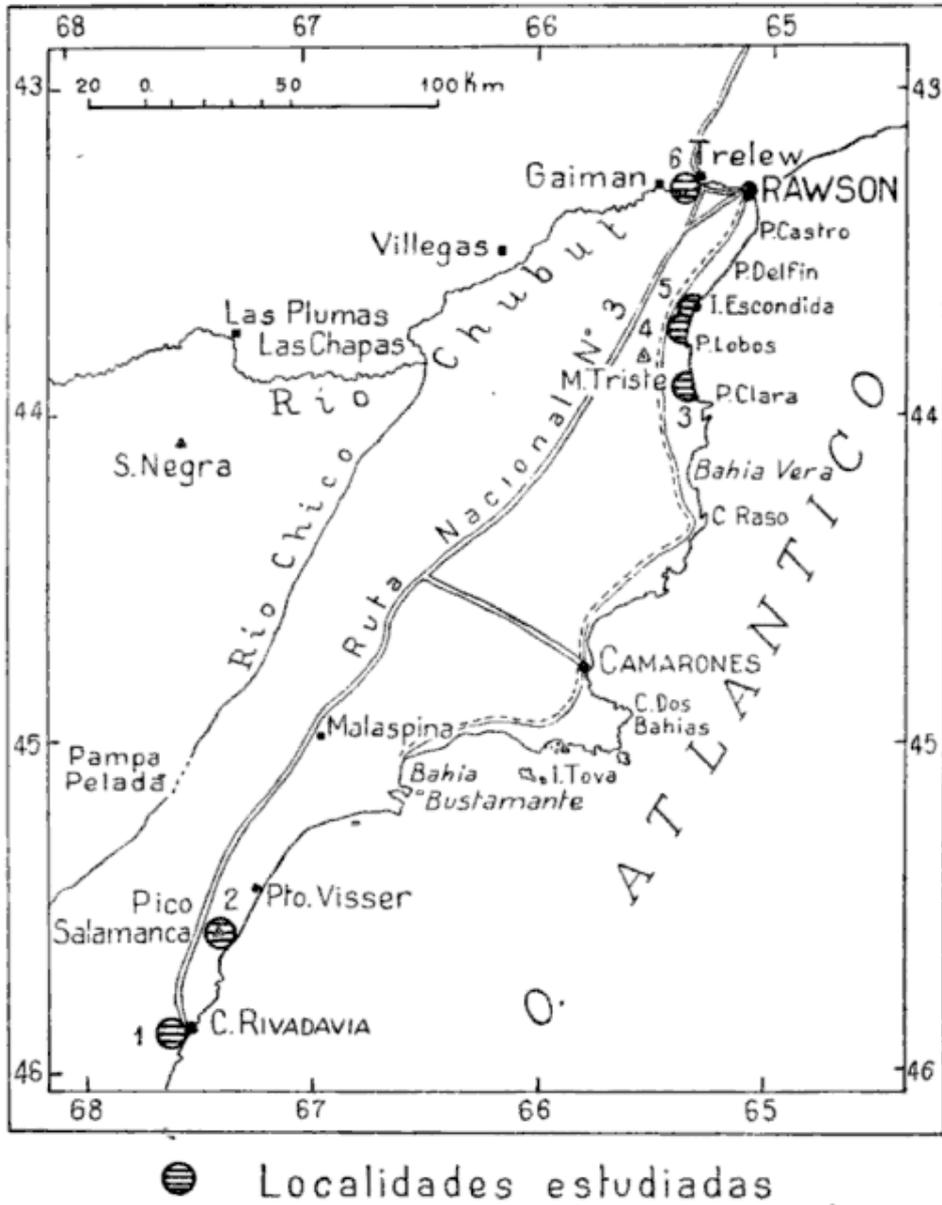
I. ARGUMENTOS SUSTENTADOS POR DIVERSOS INVESTIGADORES PARA UBICAR CRONOLOGICAMENTE AL PATAGONIENSE

La edad de los sedimentos patagónicos, cuyo espesor en la costa atlántica alcanza y posiblemente supera los 350 m, ha sido determinada en base a su contenido faunístico. Según los métodos empleados, las conclusiones obtenidas difieren a veces considerablemente.

¹ Queremos dejar constancia de la valiosa información suministrada por el doctor Tomás Suero, referente a la ubicación del horizonte fosilífero en Pico Salamanca.

Los procedimientos utilizados pueden ordenarse de la manera siguiente:

Método del porcentaje de las formas vivientes. — Está basado en la proporción de formas vivientes presentes en la fauna estudiada, to-



mando como tipo las proporciones ya establecidas para el Terciario de la cuenca de París.

Es fácil observar que los resultados obtenidos por este medio dependen del grado de conocimiento que se posea de la fauna en consideración y, por lo tanto, han sido criticados severamente por la mayoría de los paleontólogos.

En diversas oportunidades el método fué aplicado por Ihering en nuestro medio.

En 1907 (págs. 73, 95 y 490) Ihering estableció, sobre un total de 182 especies vivientes, una proporción del 7 % para el Patagониense y del 9 % para el Superpatagониense, asignándoles, en consecuencia, una edad Eocena al primero y posiblemente Oligocena al segundo.

En 1927, sobre 294 especies, encontró una proporción de 1,9 % (Patagониense + Superpatagониense), manteniendo sus conclusiones anteriores.

En 1949, Feruglio, sobre un total de 325 especies actuales, estableció una proporción de 1,8 %, pero excluyó la edad eocena y se inclinó por la oligocena-miocena, "... pues entre el Patagониense y el Salamanquense (presumiblemente danense o a lo sumo del Eoceno inferior) se intercala todo el complejo continental Río Chiquense-Sarmientense, que encierra no menos de 6 ó 7 distintas zonas mastológicas con faunas cuyo grado de evolución permite compararlas con las del Eoceno y hasta del Oligoceno de Norteamérica".

Método de la proporción por semejanza con formas fósiles de otros países. — Este segundo método fué aplicado inicialmente por Ortman (1902), y quizás es el que ha contado con más adherentes. El mismo consiste en parangonar cada una de las especies patagониenses con similares de otros países y deducir la edad de la fauna de acuerdo al porcentaje de afinidades resultantes. Así, el mencionado autor obtuvo sobre 69 especies las siguientes relaciones:

Relaciones cretácicas	3	4
" eocenas	5	7
" eo-oligocenas	1	1,5
" oligocenas	7	10
" eocenas y neógenas	8	12
" miocenas	22	32
" pliocenas	4	6
" recientes	3	4
" mioceno-reciente	13	19
" mioceno-plioceno	1	15
" plioceno-reciente	2	3

En consecuencia, Ortman dedujo para el Patagониense una edad miocena inferior.

Método basado en el estudio de otros grupos de fósiles (con exclusión de los moluscos). — Los dos métodos anteriores se basaron principalmente en el estudio de Gastrópodos y Pelecípodos.

Sin embargo, hallándose presentes en estos sedimentos representantes de otros grupos, éstos han sido objeto de estudios especiales, principalmente en el extranjero, tomándoselos también como base para la ubicación cronológica del Patagoniense.

En el siguiente cuadro se resumen las conclusiones alcanzadas por los diversos autores según los grupos fósiles estudiado:

GRUPO	AUTOR	EDAD
Braquiópodos	Ihering	Terciario
Corales	A. d'Ossat	Terciario sup e inf.
Briozoos	Canu	Aquitaniense-Burdigaliense
Equinoideos	Loriol y Lambert	Oligoceno-Mioceno
Peces	Ameghino	Eoceno inferior y medio
"	Leriche	Mioceno inferior
"	Priem	Oligoceno o Mioceno
"	Woodward	Mioceno-Plioceno
Cetáceos	Lidekker-Cabrera-Simpson	Oligoceno sup.-Mioceno inf.
Pingüinos	Ameghino-Moreno	—
"	Mercerat-Simpson	—

Braquiópodos: Fueron estudiados por Ihering, en 1903 y 1907, quien trató de relacionarlos con los del Eoceno de Nueva Zelanda.

Se trata de especies nuevas, y por lo tanto inadecuadas para establecer una posible ubicación cronológica de los sedimentos patagonienses.

Corales: En 1903, Angelis D'Ossat estudió los Zoantarios de una pequeña colección proveniente de Patagonia, compuesta por:

- 1 especie del Claiborniano (Eoceno medio de EE. UU.)
- 1 " " Yacksoniano (" sup. " " ")
- 3 " " Vicksburgiano (Oligoceno inf. " " ")
- 1 sp. nueva de Caryophylla, relacionada con otras del Mioceno y actuales.

Además, determinó un *Flabellum extensum*, forma muy variable que parece hallarse ya desde el Mioceno y otro *Flabellum* sp. semejante a formas del Liguriano hasta el Cernasyano.

El autor expresó que de esta pequeña fauna poco se podría decir, aunque ella le permitió inferir que la estratigrafía del Terciario de Patagonia no estaba aún bien estudiada.

En 1908 se ocupó de otras tres especies, de las cuales *Flabellum Vaticanani*, del Patagoniense medio del cabo Tres Puntas (Chubut), no había sido citada en el trabajo anterior. Si bien esta especie se conoce en el Mioceno y Plioceno de Europa, D'Ossat manifestó que nada se podía afirmar con un solo *Flabellum*.

Bryozoarios: Canu se ocupó de ellos en 1904 y 1909. La mayoría de las especies provienen del Patagoniense inferior de San Julián. Canu dijo, en 1904, que la fauna del Patagoniense parecería formar un todo muy homogéneo, en el cual era imposible negar las afinidades oligocenas, como así también su carácter arcaico muy pronunciado. Sin embargo, concluyó que el Patagoniense era sincrónico con el Aquitaniense o el Burdigaliense (Mioceno inferior). En 1909 insistió en que el Patagoniense era Mioceno, afirmando que de las 111 especies de Bryozoos, 25 eran vivientes. Agregando que, de acuerdo con ello, en realidad debiera colocárselo en el Estampiense (Oligoceno medio). Pero si se considera la insuficiencia de nuestros datos sobre la fauna viviente y el ejemplo del Post-pampeano, se amplía el número a 50 sobre 111, proporción típica del Mioceno.

Según el mismo autor, en el Luteciano (Eoceno medio) de París, la proporción de especies vivientes es de 13 %, mientras que en el Patagoniense es de 22 %, estando un cierto número presentes en el Helveciano (Mioceno medio) de Europa o bien representadas por especies muy vecinas.

Equinoideos: Lambert, en 1903, concluyó que nuestros equinoideos no son ni más antiguos que el Cretácico superior ni más recientes que el Mioceno. Teniendo en cuenta el número de *Psammechinus*, la presencia de *Hieringina* y *Monophora*, se puede decir que nuestras especies son oligocenas o miocenas.

Peces: El primero en estudiar los dientes de Seláceos fué Ameghino, quien dedujo una edad eocena para los mismos. Posteriormente, Leriche (1907), al estudiar la fauna ictiológica del Paranense, agregó que por los caracteres y dimensiones relativamente débiles de los ejemplares de *Oxyrrhina Hustali* Ag. y de *Carcharodon megalodon* que se encuentran en el Patagoniense, se puede concluir que estas especies pertenecen al Mioceno inferior; además, según Leriche, la fauna ictiológica del Patagoniense no parece comprender las especies cretácicas, paleocenas o eocenas señaladas por Ameghino, sino más bien otras afines o idénticas a las del Oligoceno y neógeno de otros países. Debemos agregar que Leriche no estudió material auténtico, sino que interpretó las figuras de Ameghino.

En 1908, Ameghino rebatió a Leriche, concluyendo que el Patagoniense debía ser referido al Eoceno inferior y medio.

Priem, en 1911, estudió una pequeña colección enviada por Tourner y concluyó que, por los restos de peces, los yacimientos patagonienses parecerían ser oligocenos o miocenos.

Finalmente, se debe también citar aquí la opinión de Woodward,

quien, en 1897, en base al estudio de dientes de peces del Patagónico, manifestó que aquéllos poseen un carácter mioceno o plioceno.

Cetáceos: Los estudios más importantes fueron realizados por Lydekker (1894) y Cabrera (1926). De acuerdo a la revisión del grupo efectuada por Simpson (1945), los representantes patagónicos pueden agruparse de la siguiente manera:

Odontocetos:

Flia. <i>Squalodontidae</i> (Oligoceno superior- Mioceno inferior)	Gén. <i>Prosqualodon</i> Lydek, 1899 <i>Pr. australis</i> Gén. <i>Phoberodon</i> Cabrera, 1926 <i>Ph. arctirostris</i>
Flia. <i>Ziphiidae</i>	Gén. <i>Notocetus</i> Moreno, 1892 <i>Notocetus Van Benedeni</i>
Flia. <i>Physeteridae</i>	Gén. <i>Apenophyseter</i> Cabrera, 1926 <i>Ap. patagonicus</i> Gén. <i>Diaphorocetus</i> Ameghino, 1892 <i>D. Poucheti</i> Gén. <i>Idiorophus</i> Kellog, 1925 <i>I. patagonicus</i>
Flia. <i>Eurhino-delphidae</i>	Gén. <i>Argyroctetus</i> Lydk, 1871 <i>Arg. patagonicus</i>

Mistacocetos:

Flia. <i>Cetotheriidae</i> (Oligoceno medio- Plioceno de Europa)	Gén. <i>Cetotheriopsis</i> Brand, 1871 Gén. <i>Aglaocetus</i> Kellog, 1934 <i>Agl. moreni</i> <i>Agl. dyticus</i>
Flia. <i>Balaenidae</i>	Gén. <i>Morenocetus</i> Cabrera, 1926 <i>M. parvus</i>

Como puede apreciarse, son todos géneros nuevos y exclusivos de Patagonia, exceptuando *Cetotheriopsis*, presente en el Oligoceno superior europeo.

Cabrera asigna una especial importancia a la presencia de *Phoberodon* y dice que (pág. 390) "... es un argumento más en favor de la opinión hoy sustentada por tantos geólogos y paleontólogos, que sitúa dicha formación en el período Mioceno o, cuanto más, en el límite entre el Oligoceno y el Mioceno. *Phoberodon*, en efecto, no es sino un representante neogético de los esqualodóntidos longirrostrós y todas las especies de este grupo hasta ahora conocidas pertenecen al Mioceno. Tal vez la complicación ligeramente mayor de los últimos molares pudiera sugerir la idea de que este Cetáceo es algo más primitivo que los *Squalodon* holárticos; pero aun así, teniendo en cuenta que junto a sus restos se hallan representantes de la familia *Cetotheri-*

riidae, característica del Mioceno y del Plioceno, creo que los depósitos marinos de la formación patagónica no pueden ser anteriores al Mioceno inferior”.

Con respecto al carácter primitivo de estos fósiles se puede agregar que también Lydekker había destacado esta particularidad para los cetáceos patagониenses.

Pingüinos: Este interesante grupo de aves ha sido objeto de importantes monografías, entre las que se puede citar la de Simpson (1946).

Sin embargo, el estado actual de nuestros conocimientos con respecto a sus relaciones filogenéticas es muy pobre y más aún lo es en cuanto a su posible origen.

Los restos de pingüinos fósiles en los sedimentos patagониenses parecen ser relativamente frecuentes, pero ellos no pueden ser utilizados como argumentos para fechar la ingresión patagониense, sino todo lo contrario, la solución de este último problema puede ayudar a explicar muchas de las incógnitas con respecto a la evolución de estas aves. Desde este punto de vista merece destacarse que mientras las aves del Mioceno muestran un grado de evolución semejante a las actuales, pudiendo ser clasificadas muchas de ellas en los mismos géneros y hasta familias, los pingüinos de Patagonia constituyen, en cambio, una notable excepción, por cuanto difieren notablemente de los actuales y hasta deben ser agrupados en familias y subfamilias fósiles distintas.

Analizando los argumentos citados anteriormente, se aprecia en primer término una disparidad en cuanto a las opiniones y conclusiones alcanzadas por los diversos autores.

Ninguno de los elementos de juicio considerados constituye realmente un argumento sólido para establecer un criterio que permita asegurar una edad determinada para los sedimentos patagониenses.

Aun considerando en forma individual los distintos grupos de fósiles estudiados, es dable observar la heterogeneidad de los elementos que integran los conjuntos faunísticos, lo cual, sin embargo, no impide destacar el carácter arcaico que posee en su conjunto la fauna patagониense.

La disparidad de opiniones está relacionada, sin duda, con la heterogeneidad mencionada, y esto último podría ser una consecuencia de que los fósiles coleccionados pudieron provenir de horizontes diferentes.

A este respecto conviene mencionar que las indicaciones relacionadas con la ubicación, tanto geográfica como estratigráfica, de los fósiles

siles estudiados han sido siempre muy generales, careciéndose con frecuencia de los datos necesarios para establecer la posición relativa a aquéllos en los perfiles correspondientes.

Las razones que han inducido a la mayoría de los autores para ubicar al Patagoniense en el Mioceno, se han fundado principalmente en el estudio de los dientes de Seláceos y en restos de Cetáceos. Sin embargo, el análisis de los trabajos relacionados con esos dos grupos de fósiles demuestra que aun estos argumentos no son del todo concluyentes para confirmar tal edad.

Así, por ejemplo, considerando los Cetáceos, no sólo nos hallamos en presencia de géneros y especies exclusivas de Patagonia, sino que, además, algunas de las familias patagónicas poseen representantes en el Oligoceno europeo, lo cual, unido al carácter primitivo de los mismos, permite suponer con fundamento que los sedimentos portadores pudieran ser anteriores aun a la edad miocena, por lo general admitida. Esta suposición se hallaría apoyada por el carácter también primitivo de *Phoberodon* y por los caracteres anatómicos particulares de los restos de pingüinos que difieren tan netamente de los actuales.

Al aspecto arcaico de las faunas arriba citadas, se une el de los invertebrados tales como moluscos y briozoarios, hecho que a su vez se ve confirmado por las relaciones que guardan estos fósiles patagonienses con los de otras faunas más antiguas, tales como las del Rocanense-Salamanquense.

A continuación y finalizando con esta primera parte del tema en consideración, creemos de conveniencia sintetizar las conclusiones a que han llegado otros autores, además de los ya citados, vinculadas también con la edad de la transgresión patagoniense:

Cossmann	Mioceno.
Dall	Mioceno, o no más antiguo que Oligoceno.
Darwin	Terciario antiguo, quizás Eoceno.
D'Orbigny	Mioceno.
Doello Jurado ..	Eoceno superior u Oligoceno inferior (comienzo).
Doering	Oligoceno-Eoceno superior.
Feruglio	Oligoceno (1927)-Límite Oligoceno-Mioceno.(1938)
Frenguelli	Oligoceno-Mioceno.
Groeber	Oligoceno.
Hatcher	Patagoniano-Eoceno (1897).
"	Superpatagoniano-Mioceno (1897).
"	Patagoniano-Mioceno inf. Oligoceno sup. (1900).
"	Magallaniano-Oligoceno inf. Eoceno sup. (1900).
Mercerat	Eoceno.
Moericke	Mioceno.
Wilckens	Mioceno inferior.
Windhausen ...	Mioceno inferior.

II. SIGNIFICADO DE LA PRESENCIA DEL GRUPO *VENERICARDIA*
(*VENERICOR*) *PLANICOSTA* EN EL PATAGONIENSE BASAL
DE LA ZONA ESTUDIADA

La presencia del grupo *Venericardia (Venericor) planicosta* en la sección inferior del Patagoniense de Dos Pozos (Chubut), fué dada a conocer por nosotros en la oportunidad ya mencionada en párrafos anteriores.

En realidad, no es ésta la primera vez que se tiene conocimiento de la presencia de este grupo de fósiles en Patagonia, pues ya en 1939, Gardner y Bowles, al estudiar el de la Provincia del Golfo en Estados Unidos de Norteamérica, describieron una *Venericardia (Venericor) austroplata* procedente de punta Malaspina (Chubut). La procedencia exacta de estos ejemplares coleccionados por Bailey Willis y Chester Warshburne es desconocida, de modo que los autores de dicha especie dejaron abierta la incógnita con respecto a los sedimentos portadores de los mismos.

Este hecho no ha vuelto a ser mencionado en la bibliografía relacionada con la geología de Patagonia hasta fecha muy reciente, en que Feruglio describió e ilustró ejemplares procedentes de la estancia Busnadiego (ex Abasolo), de Comodoro Rivadavia. Este autor consideró sus ejemplares coespecíficos con los de Gardner y Bowles, pero recrazó sus relaciones con el subgénero *Venericor*, encuadrándolos en el subgénero *Megacardita*, cuyo tipo *Megacardita Jouanetti* Bast., es del Mioceno de Europa.

Los ejemplares de Feruglio se hallan asociados con *Glycymeris camaronesia* Ih., la cual es conocida solamente en la base del Juliense, y con *Ostrea Orbigny*, que, según también Feruglio, se halla representada desde el Leonense hasta el Entrerriense inclusive. El doctor Feruglio concluye asignando una edad superpatagoniana a los sedimentos que contienen estos ejemplares.

No obstante, las ilustraciones publicadas por dicho autor muestran bien claramente que se trata de representantes del subgénero *Venericor*, aseveración ésta que hemos podido confirmar por disponer de ejemplares de *Venericardia planicosta* procedentes de la cuenca de París y que se encuentran en el Instituto de Paleontología de Buenos Aires.

En cuanto al género *Venericor*, el mismo fué creado por Stewart en 1930, tomando como tipo *Venericardia planicosta* Lam., la cual caracteriza al Luteciano (Eoceno medio) de Inglaterra, Bélgica, cuen-

ca de París, países del Mediterráneo, Nigeria y Madagascar. El subgénero *Venericor* caracteriza, además del Eoceno de los países ya citados, el de Asia, Nueva Zelandia, Norteamérica, México, Panamá-Venezuela, Perú y Chile. En Perú, trabajos realizados por Olsson han llamado la atención sobre la presencia de este grupo en el Eoceno peruviano. Como dice dicho autor: "*Venericardia planicosta* fué descrita por Lamarck en 1801 como un fósil Luteciano o Eoceno medio de la cuenca de París. Sin embargo, es en la región del Atlántico Occidental o Pacífico Oriental donde adquiere el máximo de su desarrollo, y como fósil se encuentra, a través, de todo el Eoceno, a lo largo de ambas costas de Norteamérica. Ellos constituyen nuestros más característicos y seguros fósiles guías para el Eoceno Americano." Esta opinión concuerda con la de Abbot Conrad, quien admitió, hace ya varios años atrás, que *Venericardia planicosta* era un indicador de edad eocena.

En Chile el grupo *planicosta* caracteriza la Formación Boca Lebu, de reconocida edad eocena.

Los datos de que disponemos hasta el presente demostrarían, en efecto, que este grupo de pelecípodos constituye un excelente indicador de edad eocena y, por lo tanto, resultaría el argumento de más solidez esgrimido hasta el presente para fechar la transgresión patagónica.

III. PERFILES

1. *Estancia Busnadiego (ex Abasolo)*. — Se halla situada 25 Km al oeste de Comodoro Rivadavia, sobre el camino que, partiendo de esta localidad, alcanza el paraje denominado Las Quintas. El perfil esquemático que se reseña, fué levantado sobre la margen derecha del cañadón en el que está ubicado el casco del establecimiento, aproximadamente 800 m aguas arriba a partir del mismo. La cota de la estancia puede estimarse en 180 m s.n.m. La descripción del perfil, comenzando desde abajo, es la siguiente:

- a) Horizonte constituido por sedimentos arenosos, de color gris (exteriormente amarillentos por meteorización), friables y que muestran estratificación poco marcada. Se observan asimismo en él, intercalaciones lenticulares formadas por capas delgadas de limos que oscilan entre 2 y 5 cm de espesor. Este horizonte, cuyo desarrollo es de 20 m, contiene una fauna escasa y poco conservada.

- b) Se superponen 40 m de sedimentos arenosos, de color gris amarillento y de estratificación paralela. En la sección basal se intercalan dos bancos de areniscas compactas (b_1), esculpidos por alvéolos de erosión cuyo tamaño no sobrepasa el de una nuez; estos bancos contienen detritos de fósiles en fragmentos pequeños. Cabe señalar que a partir de los mismos aumenta el contenido faunístico, mereciendo citarse en orden de frecuencia, *Ostrea*, *Voluta*, *Balanus*, *Pecten*, etc.

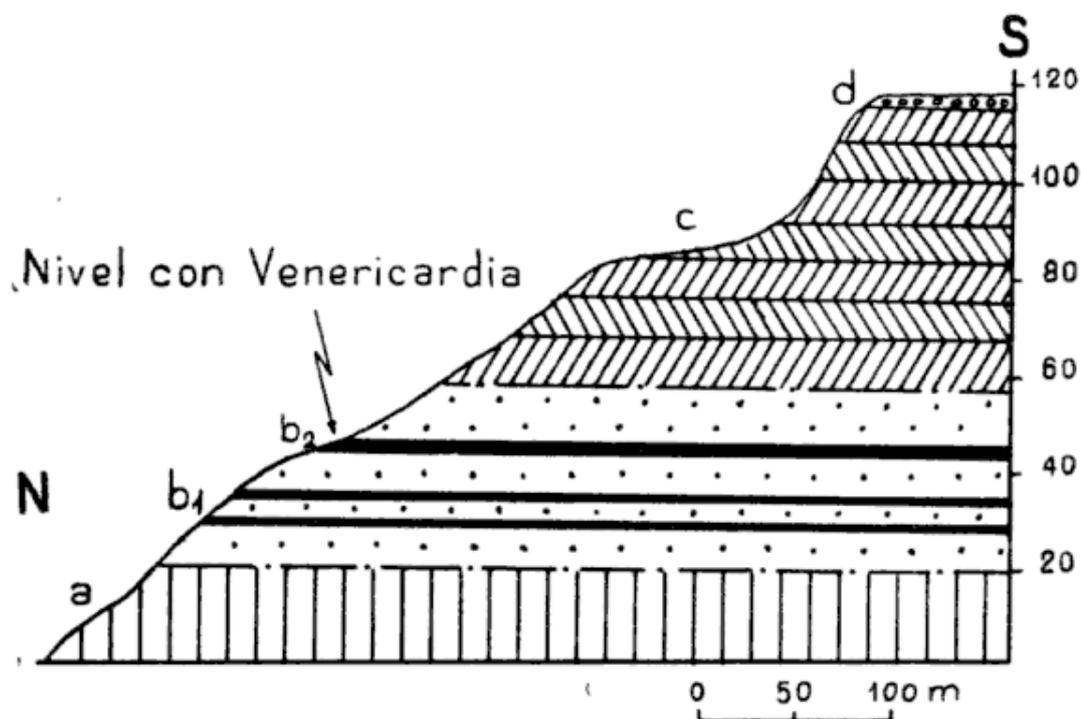


Fig. 1. — Perfil Estancia Busnadiego

En la sección media (b_2 del perfil) aflora un tercer banco de arenisca compacta, de color marrón oscuro, de 10 a 15 cm de espesor, que constituye el nivel con *Venericardia* grupo *planicosta*. Asociadas con este grupo se encuentra: *Struthiolarella chilensis*, *Siphonalia* sp., *glycymeris camaronesia*, *Monophora Darwini*¹, *Ostrea Orbiynyi* y *Adelomelon Ameghinoi*.

A continuación del nivel descripto, los sedimentos pierden gradualmente la estratificación, observándose, además, individuos aislados de *Ostrea maxima*.

¹ Es de destacar la presencia de *Monophora Darwini* en el Patagoniense, ya que este fósil ha sido considerado exclusivo de los sedimentos del Enterrriense. Por otra parte, ya Wichmann había señalado este hecho con motivo de sus estudios en San Julián.

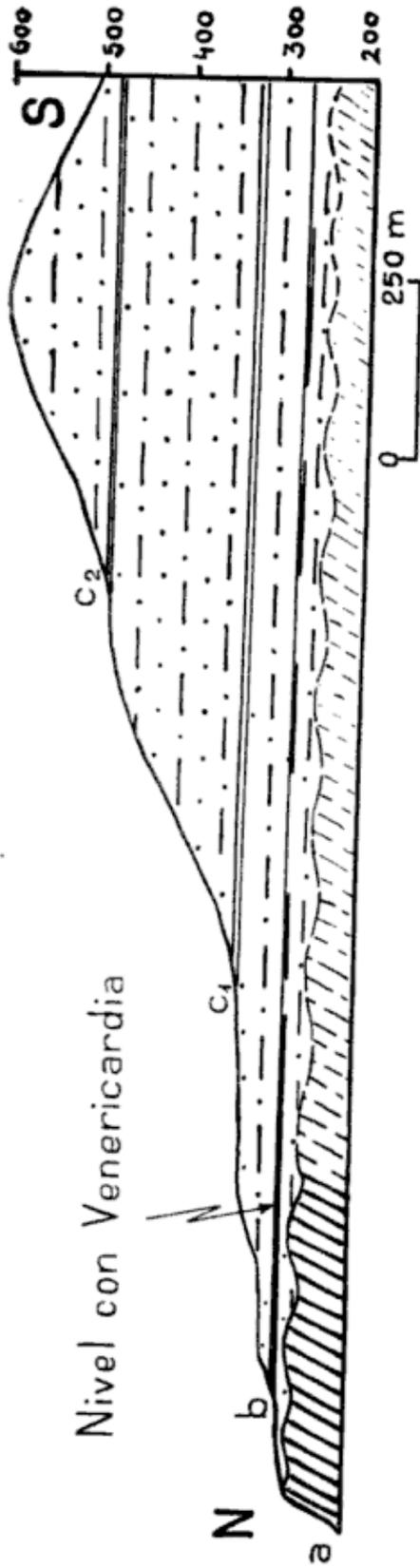


Fig. 2. — Perfil Pico Salamanca

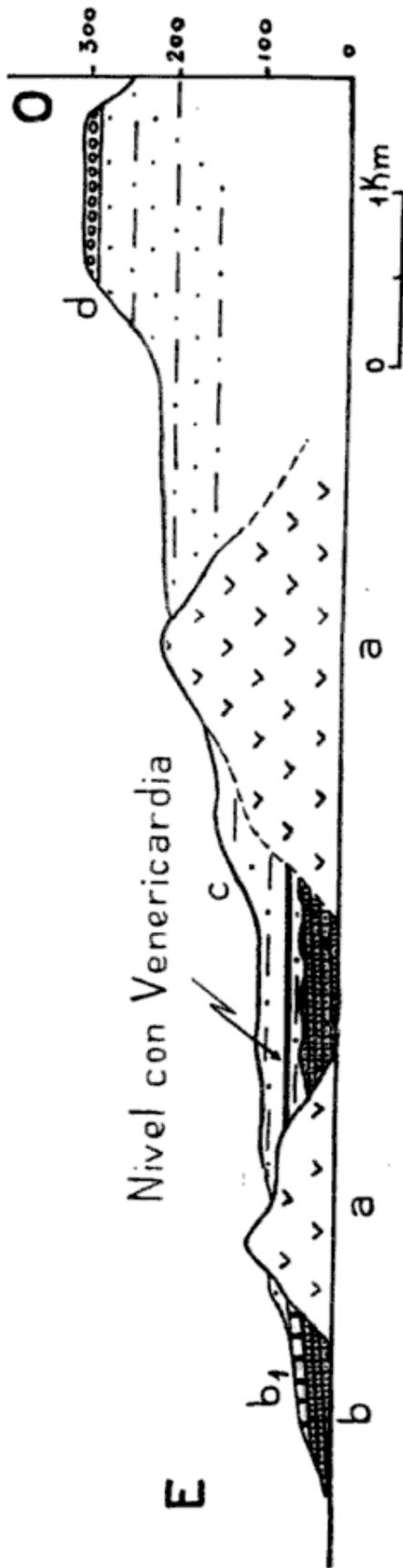


Fig. 3. — Perfil Dos Pozos

- c) Constituido por sedimentos arenosos de color gris, de estratificación entrecruzada (deposición presumiblemente de origen deltaica), con intercalaciones lenticulares de areniscas grises que presentan manchas superficiales de color amarillento.

Este horizonte, de 55 m de espesor, conserva los caracteres descritos de manera uniforme, hasta alcanzar el borde de la meseta, siendo luego coronado por los rodados pleistocénicos (d).

2. *Perfil Pico Salamanca.* — En la pendiente norte del Pico Salamanca el Patagoniense descansa sobre las Tobas de Sarmiento mediante una discordancia de erosión².

- a) Tobas de Sarmiento (Casamayorenses, según Feruglio).
b) Banco compacto de 0,60 a 0,80 m, constituido por sedimentos tobáceo-arenosos, con detrito conchil abundante y portador de una fauna numerosa, en el que los individuos están en su mayor parte silicificados. Este banco constituye el nivel con *Venericardia*, del grupo *planicosta*, a la que se asocian *Turritella ambulacrana*, *Turritella Hauthali*, *Dentalium giganteum*, *Struthiolarella densestriata*, *Ostrea Ameghinoi*, *Dosinia meridionalis*, *Gibbula Dalli*, etcétera.

Como hecho significativo y teniendo en cuenta la proximidad de este perfil con el levantado en Estancia Busnadiago, merece señalarse la equivalencia de sus cotas, ya que los valores aproximados serían de 240 y 220 m s.n.m., aproximadamente.

- c) Se superponen casi 300 m de sedimentos arenosos, arenosocineríticos, con diversas variantes graduales. En este complejo se intercalan bancos de areniscas compactas, tales como los señalados en el perfil como C₁ y C₂. Si bien no se efectuó una colección faunística minuciosa, pudo reconocerse la presencia de *Glycymeris camaronesia* en la zona intermedia entre los bancos C₁ y C₂, como asimismo troncos de maderas silicificadas en la base del banco C₂.

3. *Perfil Dos Pozos.* — El grupo *planicosta* también se presenta en el Patagoniense que aflora en los cañadones Dos Pozos y Estancia La

² Cabe mencionar que en las colecciones del Museo de La Plata existe un ejemplar del grupo *Venericardia planicosta*, coleccionada por Y. P. F. (leg. Wellhofer), con la siguiente procedencia: Cía. Carmen, N. de Pico Salamanca.

Perla, como también en las lomadas situadas al este de Estancia Las Mercedes.

Para la ubicación de estas localidades pueden consultarse las cartas topográficas del I. G. M. "Dos Pozos" y "Bahía Vera", provincia de Chubut. De los perfiles levantados, el más representativo quizás sea el realizado en la margen derecha del cañadón Dos Pozos, 6 Km aguas abajo de la Estancia Martino.

En rasgos generales comprende los términos que se detallan a continuación:

- | | | |
|---------------------------------------|---|--------------------|
| a) Pórfiros cuarcíferos | } | Serie Porfirítica. |
| b) Tobas de pórfiro | | |
| b ₁) Depósitos de Alunita | | |

c) Sobre el complejo volcánico se apoya transgresivamente el Patagониense, que se inicia con una coquina cuya potencia es de 1 m; se superpone inmediatamente un banco arenoso-compacto de 0,80 m de espesor que contiene *Ventricardia* del grupo *planicosta*, a la que se asocian *Glycymeris* aff. *camaronesia*, *Polynices santacruzensis*, *Sconcia* aff. *ovulum*, etcétera. Siguen a continuación 200 m de sedimentos arenosos, de los cuales los primeros 70 m corresponden a cineritas blanquecinas con *Ostrea maxima* y restos de troncos silicificados; los 130 m restantes constituyen un horizonte en el que predominan sedimentos arenosos friables, que acusan marcada estratificación cruzada en los niveles superiores, carácter éste que se define a partir de la base de un banco de *Ostrea Orbigny* que se intercala en los mismos.

Completa el perfil un manto de Rodados patagónicos (d) de casi 3 m de espesor.

4. *Perfil Cañadón Isla Escondida.* — El borde costanero que extiéndose desde la desembocadura de este cañadón, alcanza hacia el sur Punta Lobos y se prolonga al norte hasta Punta Delfín, está integrado en su totalidad por sedimentos del Patagониense, cuya sucesión litológica parcial sería:

a) Nivel de sedimentos arenoso-cineríticos, grisáceos, friables, de estratificación poco marcada, que en su base contienen concreciones silíceas de forma cilíndrica; en su sección media lleva una intercalación de limos estratificados, mientras que en su sección superior son abundantes los individuos

aislados de *Ostrea maxima*. El espesor de este horizonte es de 20 metros.

- b) Banco arenoso-compacto de 0,60 m que a modo de cornisa define, a su vez, una primer terraza en este sector de costa. Es portador de *Venericardia* grupo *planicosta*, *Ostrea Orbignyi*, *Polynices santacruzensis*, *Glycymeris* cfr. *camaronesia*.
- c) Se superponen 3 m de sedimentos arenoso-cineríticos con individuos aislados de *Ostrea maxima*.
- d) Siguen 9 m de cineritas con *Ostrea maxima*, y vértebras aisladas de cetáceos.
- e) El horizonte superior comprende 30 m de sedimentos cineríticos en la sección basal, que muestran un pasaje gradual a sedimentos arenosos en los niveles superiores. Aparentemente su contenido faunístico es escaso.

5. *Perfil Estancia Tolosa.* — En Estancia Tolosa, el Patagoniense basal conserva aún una similitud litológica y faunística con el reconocido en el cañadón Isla Escondida. En efecto, en la barranca del acantilado, distante un centenar de metros al este del casco de la estancia, se observa:

- a) Nivel de sedimentos arenosos de color gris, poco estratificados y aparentemente estériles.
- b) Banco arenoso más bien compacto, de coloración similar al anterior y portador de concreciones silíceas cilíndricas.
- c) Se superpone un segundo nivel de sedimentos arenosos de color gris, exteriormente amarillentos por impregnaciones de OFe.
- d) Banco arenoso compacto de 0,60 m, que en su base presenta restos fosilíferos muy fragmentosos, mientras que en su techo alberga ejemplares silicificados de *Venericardia* del grupo *planicosta*, *Glycymeris camaronesia*, *Crassatellites* esp., *Struthiolarella densestriata*.
- e) En forma escalonada se suceden dos bancos ostríferos, con *Ostrea maxima*, *Turritella* cfr. *Hauthali*, *Polynices santacruzensis*, etcétera.
- f) Completan este perfil parcial, sedimentos arenosos cineríticos, con individuos aislados de *Ostrea maxima*.

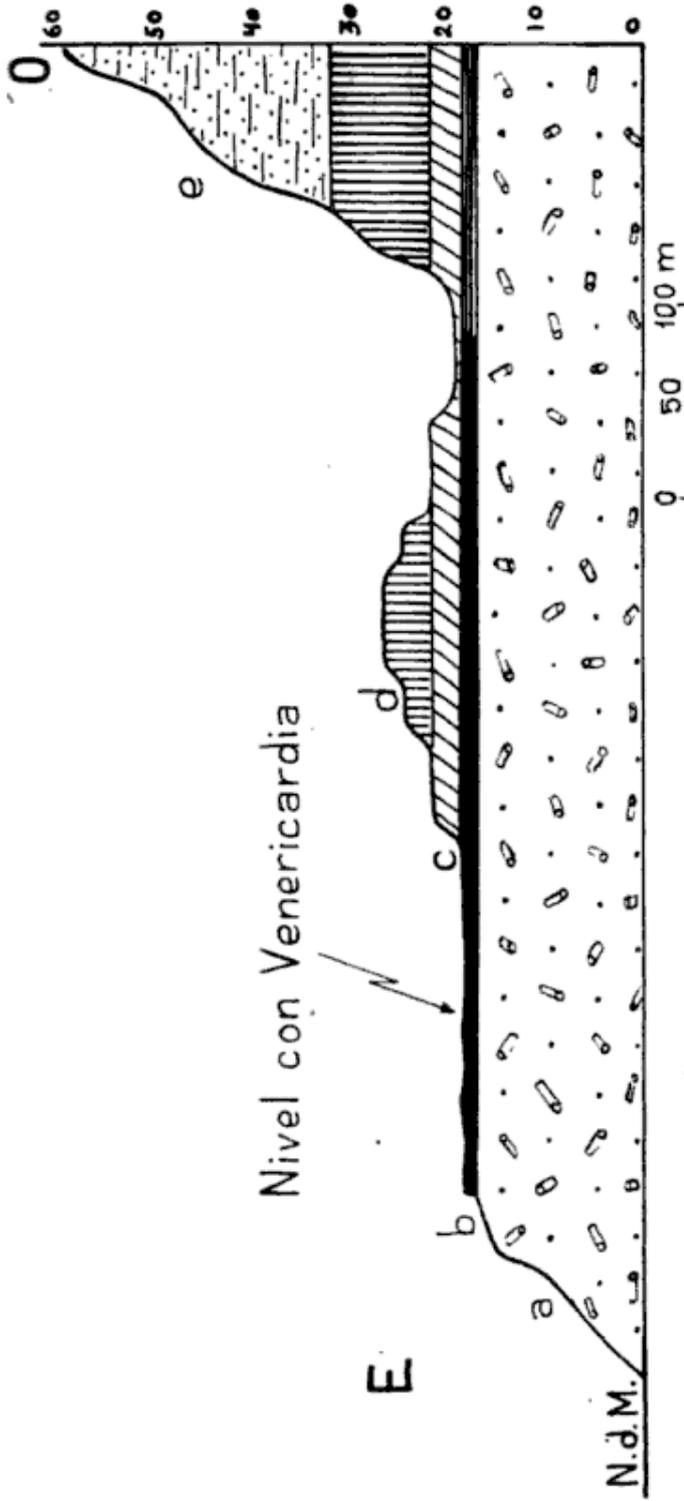


Fig. 4. — Perfil Cañadón Isla Escudrida

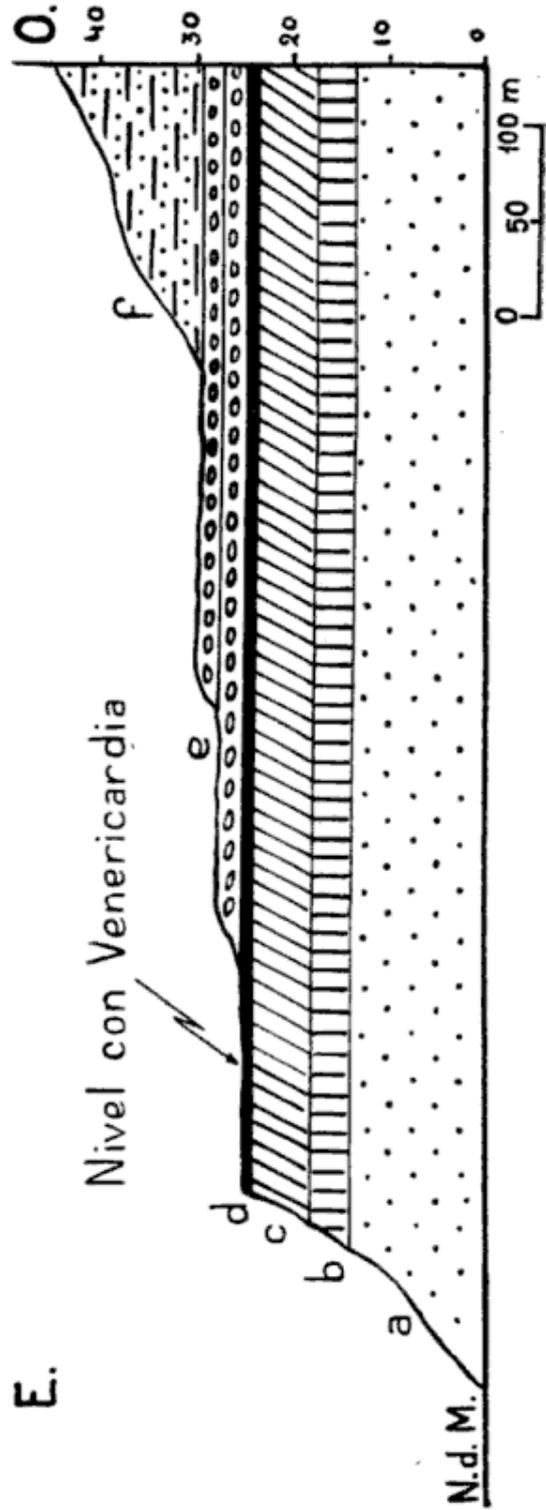


Fig. 5. — Perfil Estancia Tolosa

6. *Perfil del curso inferior del río Chubut*¹. — En la margen derecha del río Chubut, frente a la localidad de Trelew, y aproximadamente 600 m al oeste del campamento regional de Vialidad Nacional, fué reconocido nuevamente el nivel con *Venericardia* grupo *planicosta*; para esta localidad tendríamos la secuencia litológica siguiente:

a) Coincidiendo con la cota de la base actual del valle, afloran depósitos arenosos, de color grisáceo, friables que se disponen formando bancos lenticulares de 0,30 a 0,50 m de espesor. En ellos, en forma aislada y acusando una fuerte silicificación, se hacen presentes ejemplares de *Venericardia* grupo *planicosta*.

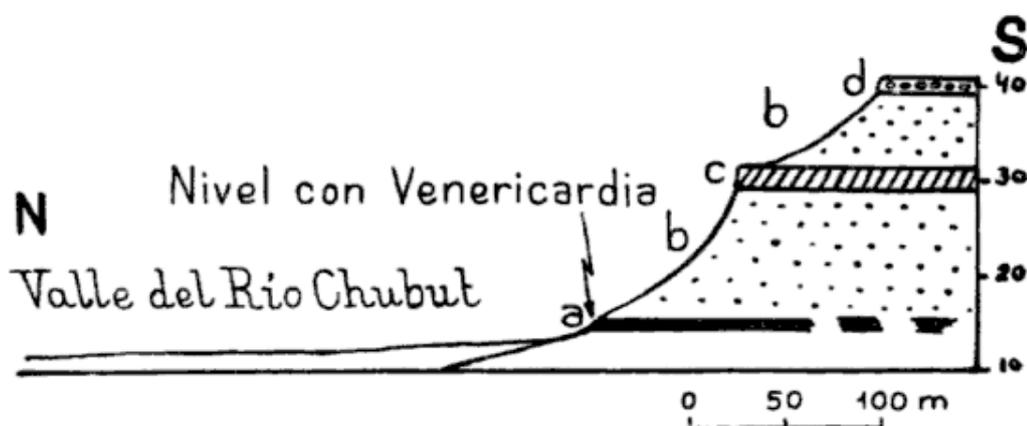


Fig. 6. — Perfil del curso inferior del río Chubut

b) Siguen 35 m de cineritas blanquecinas, livianas y más bien porosas, en las que se observan con frecuencia intercalaciones de delgadas capas de limos, de lentés areniscosos y de brechas conchil y concreciones silíceas de forma cilíndrica; estas últimas, por lo general, son abundantes en su nivel basal.

Este horizonte se caracteriza por la abundancia de ejemplares de *Ostrea maxima* (que presentan una coloración marrón por impregnación de OFe), y hacia el tercio superior del perfil, a modo de cornisa, constituyen un banco (c) de 0,60 m de espesor.

d) Un manto de Rodados Patagónicos cubre esta terraza.

Localidades varias. — Se incluyen aquellas localidades que no fueron visitadas por nosotros, pero que han sido identificadas por refe-

¹ Este perfil abarca sólo una sección de la ingresión Patagónica, ya que el mismo refiere únicamente el primer escalón de terrazas que configuran el borde derecho de este valle.

rencia de citas bibliográficas, o por el examen de colecciones depositadas en diversas instituciones.

En primer lugar citaremos la localidad de Malaspina, de donde proceden los ejemplares que ilustran Gardner y Bowles.

En el Bajo del Gualicho, Wichmann coleccionó numerosos ejemplares que actualmente se encuentran en la Dirección Nacional de Minería.

Es de interés mencionar la presencia del grupo *planicosta* en la cuenca del Río Turbio, localidad en la que estos pelecípodos, por el grado de evolución que muestran, estarían indicando una edad más antigua, quizás eocena inferior-media.

Finalmente, en el Patagoniense de Río Foyel, el doctor E. Shaw menciona la presencia de una *Venericardia* perteneciente también a este grupo.

IV. ASOCIACION FAUNISTICA

Si bien es aun aventurado el pretender destacar la asociación faunística predominante en el Patagoniense basal, sí creemos de interés adelantar nuestras impresiones al respecto, para que ellas puedan ser controladas por quienes se ocupen de este problema en el futuro.

Esta asociación estaría constituida, a nuestro parecer, por las especies del grupo *planicosta*, conjuntamente con *Glycymeris camaronesia* y *Turritella Hautali*.

V. CONCLUSIONES

El análisis de los argumentos utilizados para ubicar en el Patagoniense basalmente la ingresión patagoniense, no ha permitido dar una solución definitiva a este problema. El hecho de que ninguno de los argumentos tuviera el suficiente valor por sí mismo para resolver los problemas restantes, ha dado lugar a que a los mismos se les atribuyera una edad geológica que, en la práctica, ha variado desde el Eoceno (Ihering, 1907) hasta el Oligoceno. No obstante, la opinión generalizada es que los fósiles que pertenecieran a este grupo serían Oligoceno superior. Los fósiles que mayor interés suscitan son los que mayor dificultad presentan para su atribución delimitada.

El estudio de los fósiles últimamente descubiertos en el

valor de este argumento puede deducirse fácilmente del examen del cuadro sistemático señalado al considerar este mismo tema; conocemos en total 10 géneros de cetáceos patagónicos, de los cuales 9 son exclusivos de Patagonia; de ellos, uno solo, *Cetotheriopsis*, se halla representado en el Oligoceno de Europa. Sin embargo, la mayor importancia ha recaído sobre el nuevo género *Phoberodon*, el cual sería un representante primitivo de los esqualodóntidos longirrostrós miocenos.

La presencia del grupo *planicosta* en la base de los sedimentos patagónicos es, a nuestro juicio, el argumento de mayor valor que se ha esgrimido hasta el presente para fechar la transgresión patagónica.

Constituye un grupo de distribución mundial cuya evolución se ha desarrollado exclusivamente durante el Eoceno, como se puede apreciar en las monografías que sobre el mismo se han dado a conocer durante los últimos 50 años. En consecuencia, son excelentes fósiles guías, estando además bien representados en Sudamérica, tanto en el Eoceno peruano como en el chileno.

En nuestro país, la presencia de este grupo se hallaría restringida, por lo que conocemos hasta el presente, a la base del Patagónico aflorante en el tramo de costa patagónica estudiado. Dichos ejemplares nos indican que la transgresión patagónica se habría iniciado en esta región durante el Eoceno (superior?).

Esta opinión concordaría, por lo tanto, con la de Ihering y también con la de Doello Jurado, quien si bien no la fundamentó con ninguna publicación, sí la refirió verbalmente al doctor Groeber (ver *Tratado de Geología Fundamental*, etc., pág. 70).

En consecuencia, los estudios futuros proporcionarán datos de mayor valor que poseemos actualmente para resolver este problema. El primer paso será, sin duda, el estudio de los Cefalópodos. Desgraciadamente sólo un Nautilídeo patagónico: *Aturia Caroli* (Doello Jurado) y la *Aturia peruviana* Olsson, del Eoceno peruano, son típicamente eocenas, lo cual podría ser confirmado por Miller (1947, pág. 11) en su estudio de los Cefalópodos del Eoceno peruano.

Además, quizá, citar algunos ejemplares tan jovenes como la base de estos sedimentos. Este género, (*Aturia* manquense), ha sido reportado en América y México.

El acmé del mismo estaría en el Paleoceno-Eoceno inferior, no existiendo datos de que haya persistido en el Oligoceno, por lo cual Stenzel ha opinado que las especies Rocanenses (Salamanquenses) indicarían un edad Thanésiana o Ypresiana (Paleoceno).

De sumo interés resultaría analizar las relaciones existentes entre las faunas del Rocanense (Salamanquense) y del Patagoniense basal, pero esto escapa a nuestros fines. Uno de nosotros ha tratado de efectuar este análisis, comprobando que entre dichas faunas existen relaciones tan estrechas, que es injustificado suponer que se encuentren separadas por un lapso tan extenso como el que se admite hasta el presente.

Nuestras observaciones muestran que la transgresión del Patagoniense basal se produjo después de la deposición del Casamayorensis y muy posiblemente corresponda a la discordancia que separa el Mustersense del Deseadense.

Sólo un prolijo levantamiento de campaña, como asimismo una revisión del conjunto faunístico, permitirán aportar una solución más satisfactoria.

APENDICE

Venericardia (Venericor) austroplata Gardner et Bowles

(Lám. I. fig. 2 y lám. II. fig. 2)

1939. *Venericardia (Venericor) austroplata* Gard. et Bow. — *The Venericardia Planicosta Group*, pág. 188. pt. 42, figs. 11-12.

1954. *Venericardia (Megacardita) austroplata*; Feruglio, *Alcune nuove forme*, etc., pág. 31 tav. VII, fig. 1 a; tav. VIII, fig. 1 b; tav. IX y X.

Esta especie se caracteriza por su contorno ovalado y 21 costillas planas, lisas, con interespacios estrechos y profundos.

Las dimensiones del tipo son: altura 91 mm; ancho 101 mm y convexidad 66 mm.

Bayle Willis y Chester Washburne coleccionaron tres ejemplares de esta especie en Punta Malaspina, todos los cuales presentan un total reemplazo por yeso.

Nuestros ejemplares son algo menores, proceden de Pico Salamanca y se hallan silicificados.

Venericardia (Venericor) austroplata presenta semejanzas con *Venericardia crassicosta* Borchert, del Entrerriense, pero nada se puede decir hasta no conocer las características internas de esta última.

El subgénero *Venericor* se diferencia de *Megacardita* por poseer en la valva derecha 3 dientes cardinales en lugar de 2; y de *Glyptoactis*

porque este último posee además en dicha valva un diente lateral pustular.

Como observan los autores americanos *V. austroplata* se distingue de las especies norteamericanas por sus costillas mucho más vigorosas y no aserradas en la zona umbonal.

Venericardia (Venericor) Abasolensis n. sp.

(Lám. I, fig. 1 y lám. II, fig. 1)

Diagnosis: Valvas grandes, gruesas más altas que anchas; contorno redondeado; 22 costillas anchas, con interespacios angostos.

Dimensiones del tipo (lám. II, fig. 1): altura 115 mm; ancho 106 mm; espesor ($\frac{1}{2}$) 30 mm.

Localidad: Ea. Busnadiago (ex Abasolo), Comodoro Rivadavia. *V. regia* de la formación Aquia de Maryland y Virginia y la *V. aposmithii*, del Wilcox de EE. UU., poseen umbón más prominente y dimensiones subiguales.

V. negritensis, de la formación Negritos del Perú, es de contorno más triangular.

Venericardia (Venericor) n. sp. ?

(Lám. IV)

Feruglio ha figurado (tav. XI, figs. 1 *a-b*) un ejemplar procedente de la Ea. Abasolo aparentemente de contorno triangular y mucho más alta que ancha.

Quizá represente una especie diferente a las anteriores, pero carecemos de material de comparación para poder confirmar nuestra sospecha.

El ejemplar ilustrado en lámina V, figura 1, de Dos Pozos, parece poseer idénticas características.

ABSTRACT.—The age of the Patagoniense has been a matter of discussion since long ago. The modern authors generally adopted Ortmann's conclusion that these sediments were deposited during the Lower Miocene. Notwithstanding, the presence of the *Venericardia planicosta* group, "the finger post" of the Eocene, in the basal patagoniense beds of the atlantic coast, shows that the age of the beginning of the transgression is Eocene.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMEGHINO, FL., *Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie*. Ana. Mus. Nac. Hist. Nat. Bs. As. (3) VIII; 1906.
— *Notes sur les Poissons de Patagonie*. Idem. IX, págs. 477-497; 1908.



1. *Venericardia (Venericor) Abasolensis* n. sp. ; $\times 1$ (con *Monophora Darwini* Desor)
Ea. Busnadiego, Comodoro Rivadavia



2. *Venericardia (Venericor) austroplata* Gardner et Bowles ; $\times 1$. Pico Salamanca



1. *Venericardia (Venericor) Abasolensis* n. sp. ; $\times 3/4$. (El mismo ejemplar Lám. I, Fig 1)
Ea. Busnadiégo, Comodoro Rivadavia



2. *Venericardia (Venericor) austroplata* Gardner et Bowles ; $\times 1$. Pico Salamanca



1 y 2. *Venericardia (Venericor) planicosta* Lám. ; X 1 Luteciano de la Cuenca de París
(Ejemplar existente en el Instituto de Paleontología de Buenos Aires)



Venericardia (Venericor) Wichmanni n. sp. ; $\times 1/2$. Ea. Busnadiago, Comodoro Rivadavia
(Reproducción de Feruglio 1954, lám. XI, fig. 1 a-b)



1. *Venericardia (Venericor) cfr. Wichmanni* n. sp. ; $\times 2/3$. Dos Pozos, Chubut



2. *Venericardia (Venericor) sp.* ; $\times 1$. Pico Salamanca



1



2



3



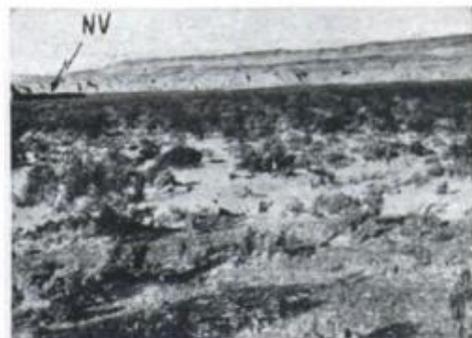
4



5



6



7

1, Vista panorámica del borde occidental del Pico Salamanca ; 2, Borde norte del Pico Salamanca (c) Casamayor ; 3, Margen derecha Cañadón Ea. Busnadiego ; 4, Ea. Busnadiego ; 5, Desembocadura Cañadón Isla Escondida ; 6, Sector de costa entre desembocadura Cañadón Isla Escondida y Punta Delfin ; 7, Margen derecha curso inferior del Río Chubut ; NV = Nivel con *Variscardia* del grupo *planicosta*.

- ANGELIS D'OSSAT, G. DE, *Zoantari del Terziario della Patagonia*. Palaentogr. Italica, IX, págs. 17-33; 1903.
- *Altri Zoantari del Terziario della Patagonia*. Anal. Mus. Hist. Nat. Bs. As. (3) IX, págs. 93-105; 1908.
- CABRERA, A., *Cetáceos fósiles del Museo de La Plata*. Rev. Mus. La Plata, XXIX, págs. 363-411; 1926.
- CAMACHO, H.-FERNÁNDEZ, J., *Sobre la presencia del grupo "Venericardia planicosta" en la región de Dos Pozos (Chubut)*. 1954.
- CANU, F., *Les Bryozoaires fossiles de l'Argentine. Echelle de Bryozoaires pour les terrains tertiaires*. Mém. Pal. Soc. Geol. France, XII, págs. 61-87; 1904.
- *Iconographie des Bryozoaires fossiles de l'Argentine*. Anal. Mus. Hist. Nat. Bs. As. (3), X, págs. 245-343; 1909.
- FERUGLIO, E., *Descripción Geológica de la Patagonia*. II, 1949.
- *Alcune nuove Forme di Brachiopodi e Molluschi del Terziario e Cretaceo Superiore della Patagonia*. Pubbl. Inst. Geol. Univ. Torino, fasc. II; 1954.
- GARDNER, J.-BOWLES, E., *The Venericardia planicosta group in the Gulf Province*. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 189-F; 1939.
- IHERING, H. VON, *Les Brachiopodes tertiaires de Patagonie*. Anal. Mus. Nac. Bs. As. (3) II, págs. 321-349; 1903.
- *Les mollusques fossiles du Tertiaire et du Crétacé supérieur de l'Argentine*. Idem., (3), VII; 1907.
- LAMBERT, J., *Note sur les Echinides recuillis par M. A. Tournoüer en Patagonie*. Bull. Soc. Géol. France (4) III, 4, págs. 474-484; 1902.
- LERICHE, M., *Observation sur les poissons du Patagonien récemment signalés par M. F. Ameghino*. Ann. Soc. Géol. Nord. XXXVI, págs. 129-137; 1908.
- LYDEKKER, R., *Contributions to a knowledge of the fossil vertebrates of Argentina. 2. Cetacean Skulls from Patagonia*. Anal. Museo La Plata. Paleont. Arg. II, págs. 1-13; 1893.
- MILLER, O. K., *Tertiary Nautiloids of the Americas*. Geol. Soc. America Memoir 23; 1947.
- MORENO, F. P., *Ligeros apuntes sobre dos géneros de cetáceos fósiles de la República Argentina*. Rev. Mus. La Plata, III, págs. 393-400; 1892.
- ORTMANN, A., *Tertiary Invertebrates*. Reports of the Princ. Univ. Expd. Patagonia, IV, 2; 1902.
- PRIEM, F., *Poissons fossiles de la République Argentine*. Bull. Soc. Géol. France (4), XI, págs. 329-340; 1911.
- SIMPSON, G. G., *The principles of classification and a classification of Mammals*. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., LXXXV; 1945.
- *Fossil Penguins*. Idem., LXXXVII, art. 1; 1946.
- STENZEL, H. B., *Stratigraphic significance of the Patagonian Odontogryphaea*. Abstract. Bull. Geol. Soc. America 56, pág. 1202; 1945.
- *Oyster of the "Odontogryphaea -Flemingostrea" Stock*. Abstract. idem., página 1202; 1945.

Dirección Nacional de Minería.

Diciembre de 1955.

NUEVOS DEPOSITOS DEVONICOS Y CARBONICOS

EN LA PRECORDILLERA SANJUANINA

POR GUILLERMO FURQUE

RESUMEN

En este trabajo se describen depósitos correspondientes al Devónico y Carbónico. Están ubicados en el borde occidental de la Precordillera septentrional, 11 km al NE del pueblo Malimán.

Las acumulaciones corresponden a depósitos marinos y continentales. Se han diferenciado tres formaciones en el Devónico: Formación Punilla, Formación Ramadita y Formación Chavela, pertenecientes al Devónico inferior, y al medio-superior, respectivamente. Las dos primeras son continentales, con flora, y la última marina en sus capas inferiores y continentales en las superiores; las dos con abundantes fósiles.

En el Carbónico (Formación Volcán) se han distinguido dos grupos: un *Grupo Inferior*, marino, con abundante fauna, y el otro *Grupo Superior*, continental, de mayor desarrollo que el primero. Están separados por una discordancia, no evidente sino deducida de sus condiciones estructurales.

INTRODUCCION

En ocasión de realizar el relevamiento geológico-económico de la Hoja 17 b-Sierra Punilla¹, tuve la oportunidad de encontrar diferentes niveles fosilíferos, tanto marinos como continentales, ubicados en la porción septentrional de la Precordillera.

Los afloramientos corresponden casi en su totalidad a depósitos tanto del Devónico como del Carbónico. Están ubicados aproximadamente 11 km al E de Malimán, entre el río Blanco y el gran cordón de la Sierra La Punilla, que representa el nivel positivo más elevado de la Precordillera sanjuanina.

Dicha región es disectada transversalmente por numerosas quebra-

¹ Correspondiente a la Carta Geológica-Económica de la República Argentina y encomendada por la Direc. Nac. de Minería en el año 1950.

das, y de ellas las más importantes son las quebradas Cortadera y Chavela.

El acceso a esta zona puede efectuarse por camino carretero, desde Jáchal hasta Malimán de Arriba; de allí es necesario utilizar mulas para vadear el río Blanco y remontar la quebrada Cortadera en un trayecto de 5 kilómetros.

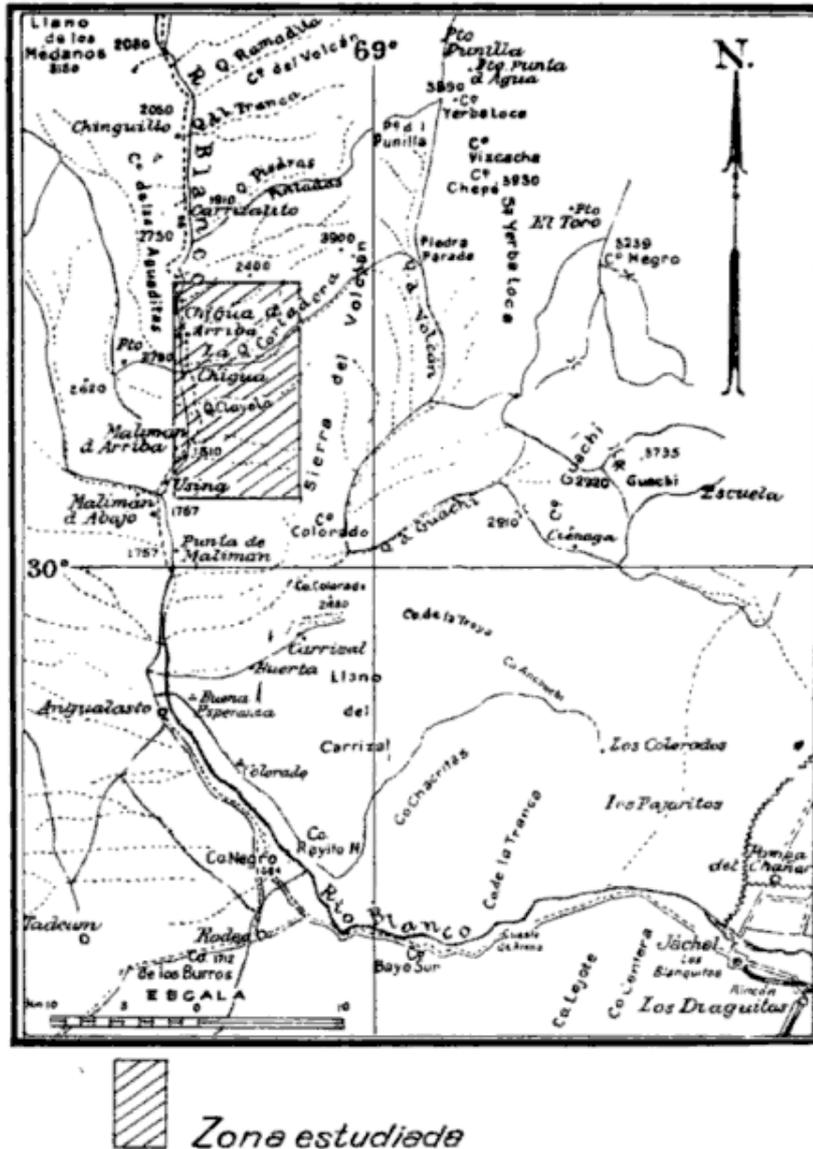
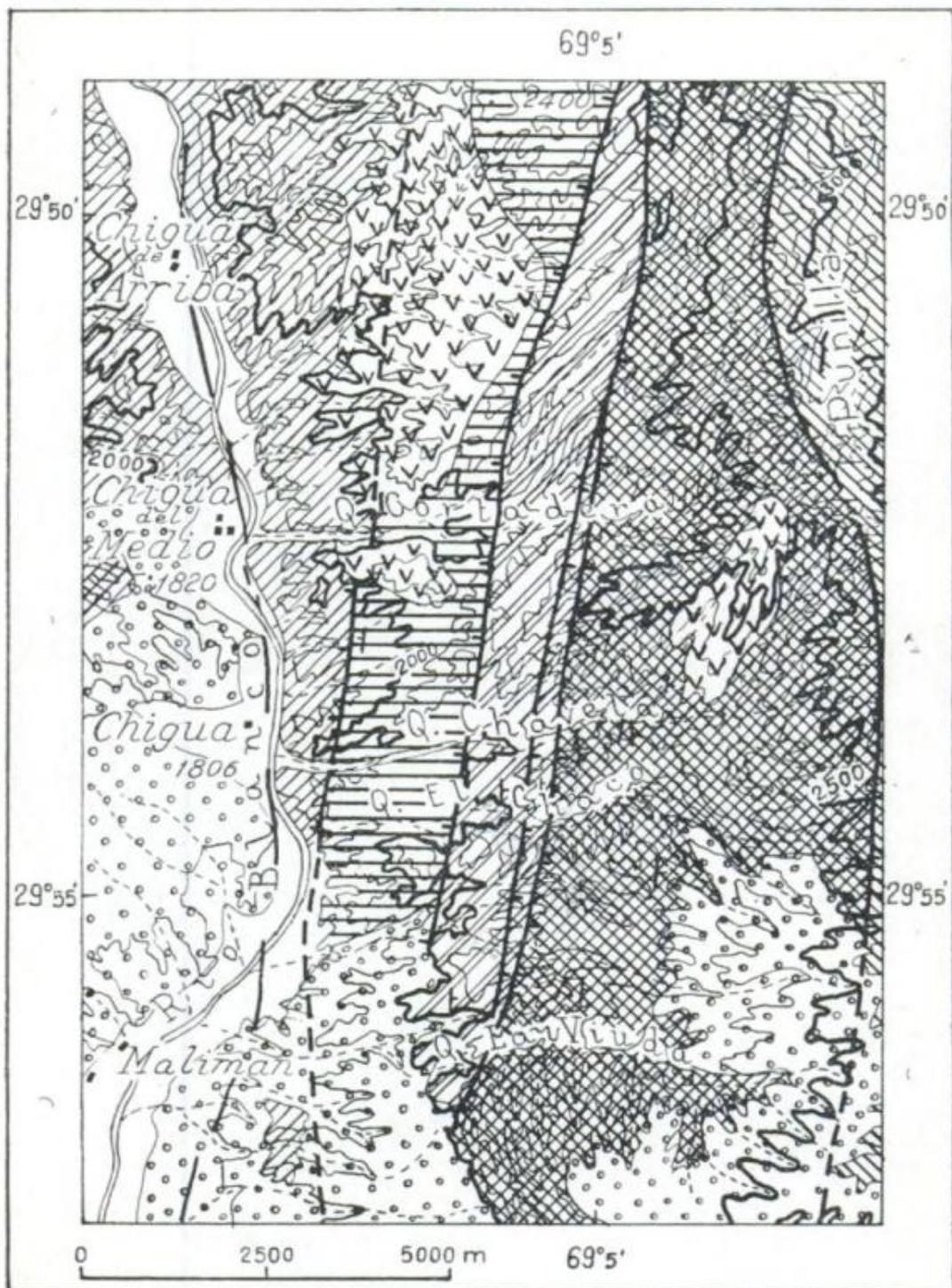


Fig. 1. — Croquis de ubicación

Entre el río Blanco y la sierra La Punilla se levantan una serie de elevaciones recortadas por una vieja penellanura, la cual a su vez ha sido disectada profundamente por innumerables quebradas transversales a la serie, que otorgan gran aspereza al paisaje, sobre todo en la zona próxima a la sierra La Punilla. Tal disposición de las quebradas permite observar perfiles normales a las series devónicas. Los



- | | | | |
|--|-------------------------------|--|--------------------------------|
| | Form. Río Blanco..Ordovícico? | | Form. Volcán.. Carbónico |
| | Form. Punilla..Devónico inf. | | Form. Las Trancas..Cuartario |
| | Form. Ramadita { Devónico | | Conos de deyección aterrazados |
| | Form. Chavelá { med.-sup. | | Falla con inclinación plano |

Fig. 2. — Croquis geológico de la región de Malimán

afloramientos se alargan en sentido meridional y desaparecen al sur de la quebrada Chavela, a la altura de Angualasto, al ser cubiertos por los depósitos aluvionales de las cabeceras del amplio valle Rodeo-Iglesia. Hacia el N, se acuñan tectónicamente y en parte son cubiertos por mantos de rocas efusivas.

El perfil, tema central de este trabajo, fué levantado a pasos y brújula sobre varios tramos de la quebrada Chavela. La fuerte tectónica imperante en la región ha imposibilitado, dado el escaso tiempo disponible y el tipo de relevamiento geológico que se realizaba, un reconocimiento más amplio de la serie.

El conocimiento geológico de la región considerada se debe exclusivamente a trabajos muy generales, en especial aquellos realizados por Brakebusch y Stappenbeck. Por lo tanto, puede afirmarse que los depósitos del Devónico y Carbónico aquí considerados son descritos por primera vez, y las faunas y floras que ellos encierran son nuevas para la República Argentina.

ESTRATIGRAFIA

En el perfil esquemático observado desde el río Blanco a la sierra La Punilla, se diferencian acentuadamente entre sí tres formaciones que se destacan en orden cronológico, empezando por la más antigua. Su distribución areal puede apreciarse en el croquis general adjunto.

ORDOVICICO

Formación Río Blanco. — Estos sedimentos tienen una distribución mucho más amplia que los depósitos del Devónico, ya que es posible seguir sus afloramientos sobre ambas márgenes del río Blanco y a lo largo de todo su tramo longitudinal. El ancho del afloramiento supera los 8 km en Chinguillos, llegando en la Junta La Palca a 16 km y alcanza en el cerro homónimo una altura máxima de 3.380 m s.n.m.

El contacto con las series devónicas y carbónicas es de fuertes fracturas, longitudinales a las formaciones que se presentan en su límite oriental.

Los sedimentos que constituyen esta formación son principalmente de origen pelítico, entre los que rara vez se intercalan conglomerados medianos compactos. El conjunto tiene tonalidades verde oscuro a gris verdoso, gris oscuro a negruzco. En la zona norte predominan arcilitas negras, en bancos delgados con estructuras de mudcrack. Hacia el S son reemplazadas paulatinamente por lutitas y limolitas, de

color pardo con diversas tonalidades, entre las que se destaca una oscura rojiza. En la zona de La Chigua y Malimán, las capas tienen un aumento progresivo de material arenoso, observándose la presencia de algunos horizontes de arenitas. En el contacto con el Devónico pasan a una facies francamente psammítica.

En ninguno de los afloramientos observados se encontraron restos fósiles, pero no es de descartar la posibilidad que una búsqueda minuciosa dé por resultado el hallazgo de ellos.

En cuanto a la edad de estos depósitos, poco es lo que puede decirse, pues no se cuenta con elementos de juicio suficientes para determinarla. Dadas las similares características litológicas y de metamorfismo incipiente que posee con las formaciones ordovícicas descritas en el Hoja 17 b-Sierra Punilla (4), considero que se los puede ubicar en el Ordovícico "sensu lato".

DEVONICO

Formación La Punilla. — *Distribución:* Sus afloramientos constituyen la sierra La Punilla, gran elevación de 4.500 m de altura, que forma el nivel positivo más alto de la Precordillera septentrional, determinando el límite oriental de la zona en estudio.

Dicha sierra, orientada en sentido N-S, adquiere su principal desarrollo al norte de la quebrada Cortadera. Allí coincide con el mayor espesor de esta formación y consecuentemente, al disminuir hacia el S en importancia, se reducen los afloramientos hasta que en el extremo meridional de la sierra Volcán son cubiertos por conoides.

Esta Formación no ha sido reconocida en otra región de la Precordillera, y sus afloramientos quedan reducidos exclusivamente a la sierra ya mencionada. Frenguelli (1), al estudiar la flora coleccionada por Fernández en la sierra Tontal, considera que pueden constituir un nivel similar al Devónico de La Punilla, o algo inferior al mismo.

Litología: Son sus capas inferiores, cuarcitas y areniscas cuarcíticas, finas compactas, de color blanco a gris sucio, que por meteorización adquieren tonalidades negras azuladas. La base de las mismas no se conoce, ya que siempre se las encuentra en contacto de fractura, ya sea con las series neodevónicas como con las eocarbónicas.

Estas cuarcitas alternan con bancos delgados de lutitas arcillosas y arcilitas portadoras de restos orgánicos de origen vegetal, mal conservados y escasos. Entre estas capas, y distribuidos solamente en los afloramientos orientales, se presentan bancos gruesos de conglome-

rado mediano, verde oscuro, muy diagenizado, cuya mátrix es una arenisca fina silíceea. Los roquedados más abundantes son de arenisca cuarcítica verde y de arenisca feldespática; rocas ígneas, grauvacas y lutitas compactas.

Hacia el oeste, estos afloramientos muestran progresivamente sus capas superiores, orientadas generalmente en dirección NNW disintiendo con el sentido N-S de la dorsal de que forman parte. Son grauvacas de color verde oscuro, que se desagregan en trozos acutangulares, de grano fino; pasan sin transición a otros superiores de grano



Fig. 3. — Panorámica hacia el NE de quebrada Chavela, observándose en primer término : a. sedimentos de Formación Chavela, son las capas portadoras de trilobites ; b. Carbónico y c. Formación Punilla, constituyendo la Sa. Volcán.

fino a mediano, de color pardo oscuro, intruídos por filones-capas y diques de pórfiros dioríticos de colores claros. Al conjunto de grauvacas, le sucede un complejo que empieza con algunos conglomerados raros, seguido por lutitas verdes claras y lutitas verdes oscuras, de estratificación bien marcada y grano fino. Son portadoras de restos de vegetales superficialmente carbonizados. Constituyen el conjunto de mayor espesor de la formación y por lo tanto el más importante. Las lutitas son muy homogéneas, tanto en sentido vertical como horizontal.

No se observa el techo de esta formación, por las mismas razones aducidas al considerar su piso. En el contacto con el Carbónico, los bancos de areniscas gris, parda, fina, muy compactas son frecuentes, constituyendo bancos gruesos.

No fué posible medir el espesor de estos sedimentos, dado el intenso plegamiento y fracturación que han sufrido, pero intentando una grosera estimación del conjunto aflorante puede considerarse que el mismo es del orden de los 3.000 m.

Edad y correlación: El ambiente de sedimentación de la Formación La Punilla fué exclusivamente continental, con una profundización de cuenca desde el borde oriental hacia el Oeste, con leves oscilaciones de la misma.

La sedimentación tuvo su comienzo con areniscas y conglomerados, pasando sucesivamente a lutitas, lutitas areniscosas, grauvacas y por último lutitas de diversas modalidades. Estos dos últimos términos, conservan restos vegetales indeterminables, en base a los cuales nada puede decirse de su edad.

Hacia el Norte, en la sierra La Punilla, que se continúa con los cerros La Bolsa, El Cepo y la región Los Acerrillos, encontré una flora en buen estado de conservación; en ella se reconocen formas de *Hostimella*, *Asteroxylon* y *Arthrostigma*. Frenguelli (1), ha homologado estos depósitos, con aquellos de la sierra Tontal, donde Fernández encontró restos de *Taenioocrada*, *Asteroxylon*, *Sporogonites* y *Pachyteca*. Frenguelli al estudiar estos restos los consideró como pertenecientes, en forma indudable, al nivel superior del Devónico inferior. Como los afloramientos que considero son los mismos que constituyen la sierra La Punilla, conceptúo, de acuerdo con Frenguelli, a la Formación homónima de dicha edad.

Formación Ramadita. — Distribución: Entre el río Blanco y la sierra La Punilla, se extiende un conjunto de elevaciones alargadas en sentido N-S, que se destacan como contrafuertes de la Precordillera; sus alturas decrecen desde la quebrada Ramadita hacia la quebrada Chavela. Ellas constituyen los afloramientos más importantes de esta Formación, que se extiende desde la quebrada Ramadita hacia el Sur, en dirección a la quebrada Chavela y desaparecen a la altura de Malimán de Arriba ocultos por mantos de derrubios. En las quebradas Quirquinchos y Cortadera (que cortan transversalmente a la serie) sus afloramientos se reducen a menos de una tercera parte de los de la quebrada Las Trancas.

No ofrece contactos normales con las otras series, pues lo mismo que en el caso de la Formación La Punilla sus afloramientos están limitados por fracturas longitudinales.

Litología: Está constituida por una sucesión normal de limolitas, lutitas, areniscas finas y conglomerados de tonalidades pardas y ver-

des azuladas, correspondientes en su totalidad a depósitos continentales.

En la quebrada Las Trancas, se puede observar una sucesión bastante completa de la formación. En el C^o Alto Las Trancas, que es cortado por aquéllas, un conglomerado mediano, donde prevalecen rodados de cuarzo, constituye sus capas inferiores. Dicho conglomerado no es continuo, sino que afecta formas más bien lenticulares. Sobre éstos se disponen areniscas gruesas a finas, que pasan paulatinamente a areniscas finas, pardas, fragmentosas, para culminar en un conjunto de limolitas verdes azuladas, bien estratificadas, con restos



Fig. 4. — C^o. Alto Las Trancas, ubicado entre las quebradas Las Trancas y Pedernal, al N de quebrada Cortadera. Sedimentos de Formación Ramadita, afectados por un plano de corrimiento. La fotografía está orientada de E a W.

vegetales, y lutitas verdes oscuras fragmentosas, que llevan intercalados bancos calcáreos de 10 a 20 cm de espesor, con estructuras de cono en cono.

En la quebrada Piedras Pintadas, el grupo posee su máximo desarrollo, y sus afloramientos más orientales están dados por la continuación Sur de las lutitas verdes oscuras. En el contacto con la Formación Río Blanco, se encuentran areniscas pardas, con restos vegetales similares a los del C^o Alto de las Trancas, en este caso con intercalaciones arcillosas, hojosas, grises, de 20 cm de espesor, que se prolongan hacia el Sur hasta perderse bajo las acumulaciones volcánicas del Río Blanco.

Toda la serie está cruzada por numerosos diques y filones capas de diversas intrusivas.

En ningún tramo de los afloramientos se observa un perfil completo de esta formación, desconociéndose tanto su techo como su piso; por eso, no puede apreciarse el espesor total de la misma. En base a los sedimentos aflorantes en las quebradas Las Trancas y Pedernal, no es aventurado calcular que el espesor de la serie es del orden de los 700 m.

Edad: El ambiente en que se depositó esta serie es esencialmente continental, predominando lutitas y areniscas finas, portadoras de una abundante y monótona flora. Esta ha sido estudiada por Frenguelli (1,2), quien determinó entre los individuos recolectados, especialmente en el C^o Alto Las Trancas, las siguientes formas:

Hostimella sp.

Haplostigma Furquei

Asteroxylon sp.

Cyclostigma sp.

Adiantites sp.

Arthrostigma sp.

Especialmente abundante, predominando netamente sobre las demás formas, se encuentra el *Haplostigma Furquei*, que caracteriza esta formación. La abundancia del mismo es tal, que constituye en algunos niveles acumulaciones exclusivas de *Haplostigma*.

Este género es nuevo para la República Argentina, no así para Sud América, pues se lo encontró en Brasil, en los estratos de Punta Grossa, ubicados en el Devónico medio, y en Sud Africa, asignados también por Seward (8) al Devónico medio.

Formación Chavela. — *Distribución:* A la altura de Chigua del Medio, desemboca en la margen izquierda del río Blanco, una quebradita ubicada entre las quebradas Cortadera y Chavela. A poco andar en ella se entra en un ambiente de lomadas suaves, de una extensión de pocos cientos de metros, las que hacia oriente se elevan en forma brusca constituyendo cerros escabrosos. Poco antes de la ruptura de pendiente, se presentan con tonalidades claras, grises a verdosas, los afloramientos de esta formación. Sus asomos son reducidos, comparados con los grupos que los rodean, y se observan solamente en un corto tramo entre las quebradas Quirquinchos y El Chaco, conservando generalmente una orientación NNE-SSW.

Hacia el Norte se van estrechando hasta desaparecer cubiertos por la serie de depósitos piroclásticos y rocas volcánicas de la serie Las Trancas, y hacia el Sur, poco después de la quebrada El Chaco, son cubiertos por derrubio actual.

Litología: Al igual que la Formación Ramadita, está constituida

por sedimentitas pelíticas y psammíticas, depositadas en dos ambientes, uno marino y otro continental, formando dos grupos con caracteres distintivos, siendo el marino inferior y el continental superior.

El primero no expone su yacente, ya que una fuerte falla ha cortado sus capas en su límite Oeste, pasando en cambio al Este al grupo superior mediante un conglomerado mediano.

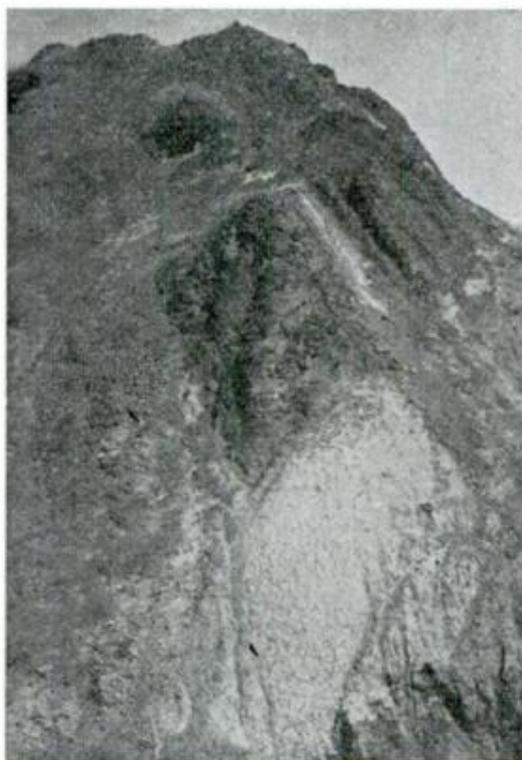


Fig. 5. — En un portezuelo entre quebrada Chavela y quebrada El Chaco, se observa la fractura que corta a la serie marina Devónica, restando una porción de los conglomerados sobre el plano de falla en *a*. Foto tomada hacia el Sur.

Las capas inferiores del grupo marino están constituídas por lutitas areniscosas, grises, verdosas oscuras, muy fragmentosas con abundantes intercalaciones cada 10 cm o menos, de bancos de areniscas finas compactas.

A éstas, suceden lutitas hojosas en láminas delgadas, muy friables, por lo que son fácilmente erosionables, circunstancia por la que constituyen siempre las faldas de estas pequeñas elevaciones. Su coloración varía de un verde claro a un gris azulado, blanquecino por meteorización. Son las portadoras de una fauna en buen estado de conservación, aunque no con abundancia de ejemplares, en la que se destacan trilobites.

Por último, la parte superior de las capas marinas está formada por bancos de areniscas finas, algo arcillosas, de color verde claro; al igual que las lutitas, son muy fragmentosas desmenuzándose en trozos

pequeños. Estas areniscas pasan a los conglomerados con que empiezan los depósitos continentales.

El conjunto de capas continentales constituye el grupo superior y último de la Formación Chavela y lo forman areniscas y conglomerados de tonalidades verdes claras y oscuras. Sus estratos inferiores son portadores de una flora abundante, en buen estado de conservación.

Suceden en forma gradual a las lutitas de las capas marinas, empezando la sedimentación por un conglomerado grueso, a mediano,



Fig. 6. — Fracturas horizontales en los horizontes plantíferos (a), de Formación Chavela. Separados por la quebradita del centro de la fotografía están las capas marinas (b), a la derecha: nótese los pliegues fuertemente comprimidos de los mismos. Lomas entre quebrada Chavela y El Chaco. Vista hacia el Sur.

de color verde oscuro, constituido casi en su totalidad, por rodados de areniscas cuarcíticas similares a las areniscas cuarcíticas inferiores de la Formación La Punilla.

A los conglomerados les suceden bancos de limolitas y arenitas, de color verde claro, perfectamente estratificados, con las que alternan capas de arcilitas delgadas y areniscas finas de coloración similar.

Esta sucesión se prolonga por espacio de unos 150 m. Sobre ellos se disponen bancos gruesos de areniscas finas, compactas amarillentas, que por su resistencia a la erosión se destacan en el paisaje. La serie es intruída por varios diques de porfirita rosada a parda clara, de espesor no mayor de 4 metros.

Más hacia el Este, el grupo de capas pasa en forma insensible, por medio de areniscas compactas, finas, de color verde gris oscuro, que se fragmentan en trozos romboidales, a la Serie Carbónica.

Edad: Los sedimentos de esta formación están bien documentados paleontológicamente. La fauna que se encuentra en las lutitas inferiores, no es abundante ni en especies ni en cantidad de individuos. Entre el material recolectado, es de destacar la presencia de un pe-

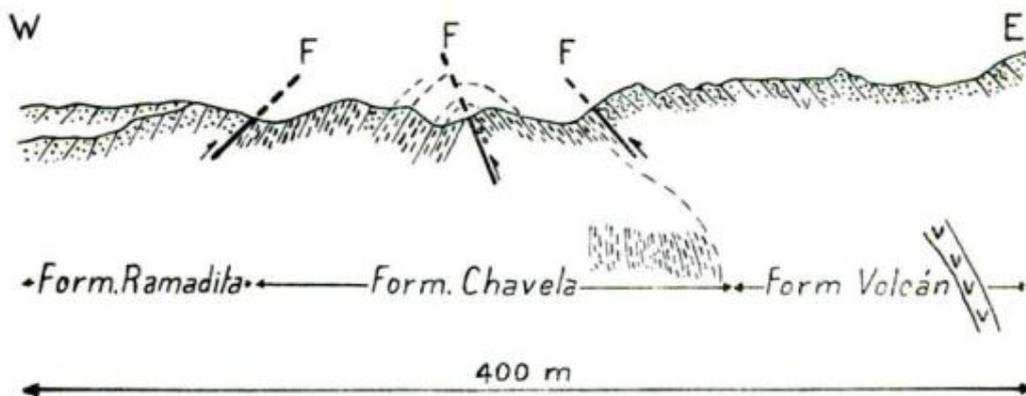


Fig. 7. — En primer plano la quebrada Cortadera. Abarcando todo el centro de la fotografía la Formación Chavela, con sus capas marinas a la izquierda de la foto y las continentales a la derecha, cortadas por una fractura inversa. Obsérvese que dicha fractura, en dirección al norte va eliminando términos progresivamente, hasta que al N de la quebrada Cortadera, desaparecen las capas continentales. En la Formación Volcán, se destacan claramente los diques andestíticos. Todo el conjunto de la Formación Chavela aparece como un pliegue fallado en su flanco occidental y como una zona de depresión sobre la que han corrido el Carbónico y el Devónico de Formación Ramadita. Foto tomada hacia el N.

queño resto de *Haplostigma* en el que se conserva la impronta de una glabela de *Hadorrhachus*. La determinación genérica de este trilobita la realizó Leanza ¹. La totalidad de la fauna recolectada es:

¹ Quien publicará próximamente sus conclusiones al respecto.

Hadrorhachus sp.
Orthoceras sp.

Conularia sp.
Gastrópodos indet.

En esta fauna se destaca la presencia de dos especies del género *Hadrorhachus*, que caracterizan el Devónico medio.

En cuanto al grupo de capas continentales, contienen una flora abundante y bien conservada en la que Frenguelli ² distinguió:

<i>Protolepidodendron eximium</i>	<i>Charnelia dichotoma</i>
<i>Cyclostigma confertum</i>	<i>Furqueia Angladae</i>
<i>Hyenia argentina</i>	<i>Adiantites? devonica</i>

Las formas de *Protolepidodendron*, *Cyclostigma* e *Hyenia*, dan la base para la ubicación estratigráfica de esta formación, pues se encuentran en Europa, especialmente Alemania y Noruega, en depósitos del Devónico medio a superior. Aunque la mayoría de las formas de esta flórua es nueva para el país, y aun para Sudamérica, Frenguelli (3) afirma que corresponden “a una flora seguramente Devónica, pero de un Devónico medio bastante alto”.

CARBONICO

Al efectuar la descripción de los depósitos del Carbónico de la Hoja 17b-C^o La Punilla, consideré un gran número de afloramientos en cuencas aisladas, que no tienen una relación evidente entre ellos, pero que, de acuerdo con su contenido paleontológico, se los podía ubicar en el Carbónico inferior a medio. En base a ello los agrupé en una sola formación, “Volcán”, pues en la Vega Volcán, se caracterizaban por una abundante flora y fauna. Los afloramientos que trataré a continuación están involucrados en los mismos.

Formación Volcán. — *Distribución:* Entre las formaciones devónicas La Punilla y Chavela, se encuentra un extenso afloramiento de capas carbónicas, dispuesto sobre la Formación Chavela. Sus capas se ubican paralelamente a las formaciones mencionadas, adquiriendo forma alargada, con un desarrollo horizontal mayor en la zona Sur, en las proximidades de Malimán; en cambio, hacia el Norte, se adel-

² Con respecto al nombre de quebrada Charnela que utiliza Frenguelli, se aclara que corresponde al de quebrada Chavela. El error de denominación se deslizó en la rotulación de los ejemplares que entregué a Frenguelli, para su determinación.

gaza progresivamente hasta desaparecer finalmente por efecto de una fuerte fracturación.

Estos afloramientos se destacan poco sobre los de la Formación Chavela, pues sus coloraciones son similares y su litología muy semejante. Los más importantes, o sea el grueso de los mismos, se presentan en las quebradas Chavela y Cortadera.

Litología: La serie está constituida principalmente por conglomerados medianos a gruesos, arcilitas, limolitas, areniscas cuarcíticas y grauvacas finas de color verde oscuro. Las capas arcillosas son portadoras en sus términos medios y superiores, de escasos restos vegetales mal conservados y por lo tanto indeterminables.

La sedimentación, que empezó en ambiente francamente continental, fué interrumpida por una breve transgresión marina que depositó principalmente grauvacas calcáreas con un abundante contenido fosilífero. Este ambiente marino está constituido por tres clases de rocas sedimentarias: la inferior, areniscas pardas, duras, en bancos bien estratificados; sobre ellos lutitas oscuras, lajosas, las que a su vez son cubiertas por el grupo principal de las grauvacas calcáreas, de estratificación gruesa y portadoras de una abundante fauna.

A esta serie marina, le siguieron depósitos conglomerádicos en la zona oriental, para continuar con sedimentos clásticos, entre los que predominan las lutitas y arcilitas, que esporádicamente ofrecen restos vegetales carbonosos indeterminables. Asimismo, aparecen algunas intercalaciones de sedimentos lacustres de poca importancia. El contacto con el Devónico no es normal en ningún punto, pues las formaciones respectivas están separadas tanto al Este como al Oeste por fracturas de fuerte rechazo.

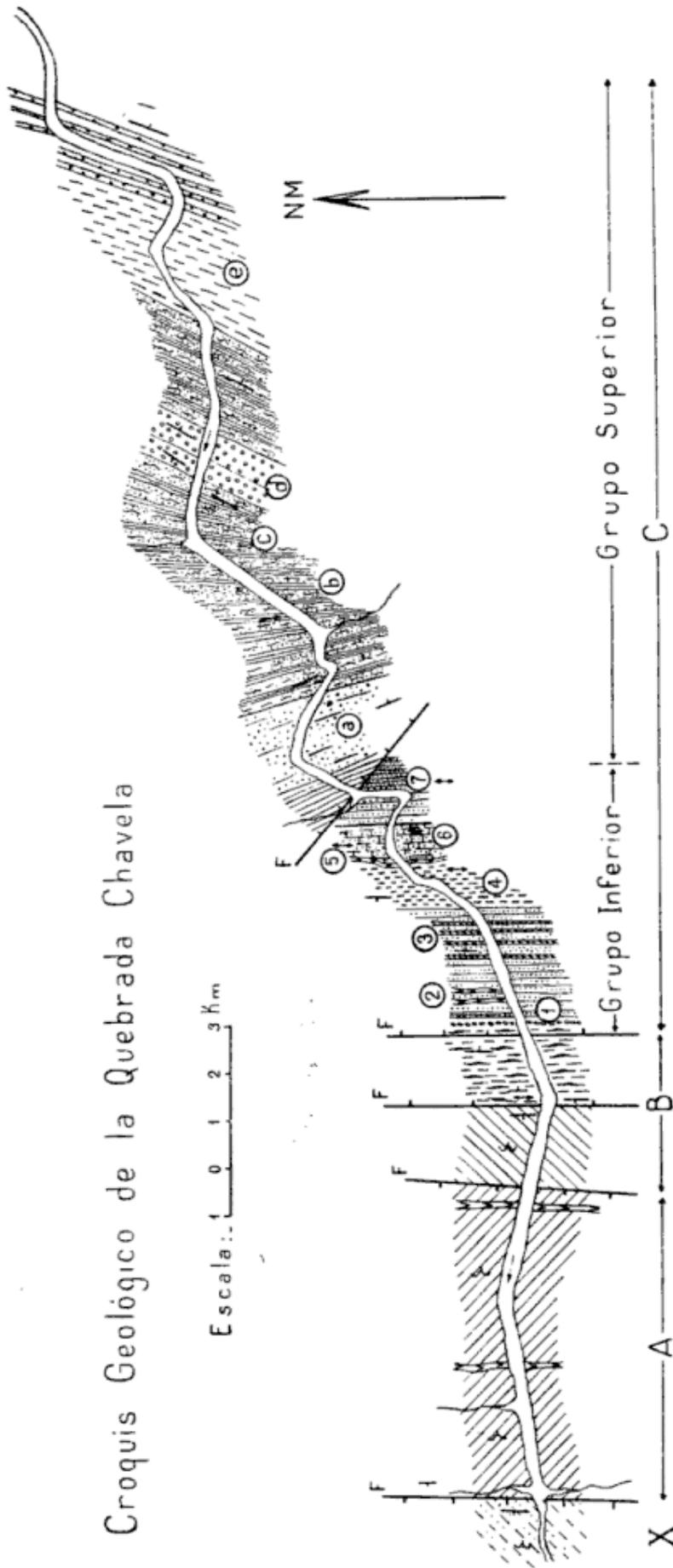
Con el objeto de dar mayores detalles de esta formación describo a continuación un perfil por la quebrada Chavela, donde afloran todas las formaciones consideradas en esta comunicación.

PERFIL DE LA QUEBRADA CHAVELA

El perfil de la quebrada Chavela que describo a continuación, abarca solamente depósitos de Devónico y Carbónico, correspondiendo a estos últimos la parte más importante del mismo.

Se puede dividir el perfil en tres secciones, correspondientes a cada una de las formaciones mencionadas más arriba y que serán descritas en el mismo orden que guardan en el perfil, o sea desde los afloramientos del Oeste hacia el Este, involucrando de esta manera, sedimentos progresivamente más nuevos.

Croquis Geológico de la Quebrada Chavela



Referencias

- X.. Formación Rio Blanco.. Ordoevico ?
- A.. Formación Ramadita { Devónico medio-superior
- B.. Formación Chavela {
- C.. Formación Volcán.. Carbónico

Figura 8

En el borde occidental de la porción norte de la precordillera sanjuanina, al este del río Blanco, se destaca la quebrada Chavela como la más amplia y de fácil acceso, siendo el camino mular obligado al pueblo de Guandacol. Nace en la sierra La Punilla y corre con dirección E-W casi en línea recta, para desembocar en el río Blanco a la altura del pueblo Malimán.

Allí asoman, entre potentes grupos sedimentarios de la serie Devónica, afloramientos alargados de areniscas y grauvacas de tonalidades en general verdosas, muy erosionadas y que escasamente se destacan sobre los grupos que los rodea.

Sus formas alargadas y delgadas nos dicen de su posición tectónica, ya que efectivamente están limitados sus afloramientos por fuertes fallas longitudinales, que ocultan sus relaciones con el subyacente y las formaciones supericres.

La mayor parte del perfil corresponde a sedimentos del Carbónico, tanto continentales como marinos. Una fuerte fractura los divide claramente en dos grupos: uno occidental pequeño, que involucra capas marinas, y otra oriental, que ocupa la porción superior de la quebrada, guardando relación de supuesta discordancia con el anterior según se verá más adelante.

La quebrada en su desembocadura, corta a la Formación de Río Blanco, representada por lutitas verdes cloríticas, oscuras, compactas y bien estratificadas, a las que suceden capas arenosas, que culminan con un conglomerado grueso, compacto. Este conjunto alterna, en la zona cortada por la quebrada, con areniscas conglomerádicas y lutitas verdes, existiendo una progresiva disminución del material arenoso y por lo tanto las limolitas de varios colores prevalecen en la desembocadura de la quebrada.

La Formación Río Blanco constituye elevaciones un poco abruptas y al desaparecer las mismas hacia el Este, se presentan los primeros afloramientos del conjunto sedimentario correspondiente a la Formación Ramadita. El contacto entre ambas formaciones está determinado por una fractura inversa inclinada al Oeste.

- A. *Formación Ramadita.* Constituida por un potente conjunto de limolitas finas verdes, dispuestas en delgadas capas de un espesor no mayor de 20 a 50 cm. Lo extremado de su plegamiento, complicado con fracturas secundarias, no permitió la observación de la sucesión estratigráfica completa. Sólo pudo apreciarse que al conjunto de limolitas, se superponen areniscas finas amarillentas, compactas, en bancos delgados, que varían de tonalidad a un morado suave y pardo brillante.

Alternan también con bancos de lutitas verdes y azules negruzcas.

Estas capas están intruídas por dos diques que siguen el rumbo general de la formación. En general poseen pocos fósiles, habiéndose encontrado escasos restos vegetales correspondientes a *Hostimella* y *Haplostigma*.

B. Formación Chavela. Se halla limitada por fallas al E y W y en ella se distinguen dos conjuntos litológicos:

a) Capas marinas, constituídas por lutitas de colores claros, grises a verdosos, especialmente este último, formando parte de un anticlinal fallado en su flanco occidental y ocupando la parte inferior del mismo. Son portadores de abundante fauna, especialmente trilobites.

b) Capas continentales, superiores a las anteriores, de las que pasan, por medio de un conglomerado mediano de color verde oscuro, a una sucesión de arcilitas y areniscas finas de coloración verdosa. Las primeras son portadoras de una flora en buen estado de conservación y con abundantes ejemplares, entre los que se destacan por su número *Protolepidodendron eximium*, *Cyclostigma confertum* y *Furqueia Angladae*. Anteriormente este conjunto ha sido descrito en detalle, por lo que no abundaré en más pormenores.

C. Carbónico. Corresponde a los sedimentos del Carbónico involucrados bajo la denominación de Formación Volcán, que en conjunto pueden ser separados en dos grupos: uno occidental, Inferior, y otro oriental, Superior. Ambos se diferencian netamente y están separados entre sí por una falla oblicua a la serie, de rumbo N 310°.

I. Grupo Inferior. Este conjunto, cuyas capas siguen una orientación similar a los depósitos del Devónico, se superponen morfológica y estratigráficamente a la Formación Chavela, de la cual está separado por una fractura de fuerte rechazo.

A lo largo de los 550 m de afloramiento del Grupo Inferior se advierte un incremento en la inclinación de las capas desde el W hacia el E, culminando en las proximidades de las grauvacas fosilíferas, con un anticlinal de flancos verticales comprimidos. De la charnela erodada sólo se conserva un resto fracturado secundariamente en su ala oriental.

1) Bancos pardos amarillentos, de arenisca fina, de un espesor que sobrepasa cada uno los 20 m y se repiten probablemente debido a la presencia de pliegues isoclinales.

2) Siguiendo el rumbo de la formación, se intruyen dos filones-capas de porfirita rosada.

3) Grauvacas verdes oscuras, en parte grisáceas, finas, compactas, bastante micáceas, que alternan con bancos arenosos cuarcíticos. La alternancia de bancos cuarcíticos se acentúa hacia arriba, predominando en general el material arenoso.

4) Areniscas verdes oscuras, finas, compactas, en las que los bancos alternantes cuarcíticos son más numerosos y más finos, alcanzando un espesor de 20 centímetros. Los estratos están en posición subvertical, inclinados al W y con sus cúspides dirigidas al E.

Aunque la estratificación es neta, sobre todo para la parte inferior, las capas superiores la pierden aparentemente. Esto es ocasionado por el hábito en que se disgregan estas rocas, es decir, en trozos redondeados convexos, debido especialmente a un incremento del material fino que aumenta progresivamente hacia el E.

5) Dique de andesita de 5 m de espesor, dispuesto aproximadamente entre los grupos 4 y 6, pues en parte atraviesa a las areniscas calcáreas fosilíferas, así como a las areniscas verdes y en parte se conserva en el contacto de ambas.

6) Grauvacas calcáreas, finas, con acumulaciones fosilíferas.

La quebrada, en este tramo, corta a los estratos en forma perpendicular a su rumbo, dejando al descubierto dichas capas, con un espesor de 80 metros.

Se extienden con rumbo N-S y su inclinación, a veces, se aparta levemente de la vertical hacia el E. Su espesor decrece hacia el S por acuñamiento tectónico; en cambio, al N, en la Cortadera, el espesor de las mismas aumenta, siendo en mucho mayor que el afloramiento de la quebrada Chavela.

En este depósito marino participan tres tipos de rocas: en la parte inferior son *areniscas duras*, de coloración parda, que pasan a bancos de *arcilitas* delgadas, oscuras, lajosas, de poco desarrollo y a *grauvacas calcáreas*, bastante arcillosas, de estratificación gruesa. El gran diaclasamiento que han

sufrido y la forma en que se disgregan (en pequeños trozos acutangulares, alargados, de aristas agudas) enmascaran su estratificación.

Las acumulaciones fosilíferas se destacan claramente en delgadas líneas, de disposición lenticular, con un espesor máximo de 20 cm y están ubicados en la parte inferior del afloramiento. Sólo en pequeños tramos llegan a constituir verdaderas acumulaciones, estando en general dispersas, por espacio de 2 a 3 m. en las capas inferiores de este grupo.

En los afloramientos al norte de la quebrada Cortadera, el contenido fosilífero es mayor que en éstos, advirtiéndose una mayor anarquía en los mismos, ya que las líneas de acumulación no son visibles sino en casos aislados; en cambio, aumenta la cantidad de ejemplares dispersos en el conjunto. Tampoco se encuentran braquiópodos, tan comunes en las capas superiores.

En las capas superiores disminuye la frecuencia de los fósiles ya citados, pero empiezan a ser abundantes los braquiópodos distribuidos irregularmente en el conjunto, hasta llegar a constituir en los estratos superiores delgadas capas de 3 a 5 cm de espesor, de hábito lenticular.

7) Areniscas amarillentas finas compactas, en bancos de 6 m de espesor, de posición casi vertical, en los que no se encontraron restos fósiles.

El *Grupo Inferior* termina con las areniscas amarillentas, en contacto con el Grupo Superior por medio de fractura. Aunque la fracturación ha sido intensa, los afloramientos han continuado con el espesor visible en la quebrada Chavela, adelgazándose levemente hacia el S, siendo todavía visibles en la quebrada de La Viuda, para finalmente perderse en dirección hacia Angualasto, bajo las acumulaciones recientes.

En forma diferente desaparecen hacia el norte de la quebrada Cortadera, efectuándose la supresión de este grupo por acunamiento tectónico.

II. *Grupo Superior*. Empieza en la quebrada Chavela, inmediatamente al E de la fractura, con:

a) Grauvacas lajosas, verdes oscuras, muy compactas, de grano fino, micáceas. Forman parte de un pliegue cuyo flanco occidental está cortado por dicha fractura.

En delgados bancos de arcilitas de 2 a 3 cm de espesor

intercalados en aquéllas, se destacan restos vegetales mal conservados y escasos.

En los bancos de arcilitas y algunos de limolitas más compactos, se encontraron restos de pelecípodos y braquiópodos de agua dulce, aunque indeterminables por su mal estado de conservación.

b) Arenisca compacta, gris verdosa, fina, algo arcillosa, en bancos alternantes, de posición subvertical, constituyendo pliegues muy comprimidos.

c) En contacto con las areniscas anteriores se dispone un grueso grupo de grauvacas finas, verdes claras a gris verdosas, muy micáceas, con débil contenido calcáreo. Su coloración verde se debe a la abundancia de material clorítico. Intercaladas entre ellas, se encuentran areniscas pardas claras, coherentes, que progresivamente son más abundantes hasta predominar en bancos de 10 m de espesor, en la parte superior del conjunto. Hacia el E se vuelve a repetir la sucesión hasta llegar a:

d) Conglomerado, constituido por camadas de rodados medianos a gruesos, groseramente estratificados con mátrix areno-arcillosa. Constituyen el núcleo de un anticlinal apretado, cuya charnela ha sido erodada completamente.

Los rodados son lisos, alargados, casi exclusivamente de cuarcitas y areniscas cuarcíticas. No se ha podido reconocer en ninguno de ellos indicios de estrías glaciales, pero no es de descartar la posibilidad de su existencia.

El conjunto es de coloración verde, pasando superiormente a amarillento, en este caso por meteorización; el espesor visible de estos conglomerados es de 60 m, aproximadamente.

e) Sigue a los conglomerados un conjunto homogéneo de grauvacas y areniscas arcillosas, finas, compactas, de coloración verde oscura, que adquieren progresivamente tonalidades más claras en los términos superiores. Este conjunto arenoso, de 400 a 450 m de espesor, empieza con areniscas finas, compactas, de arcilitas más oscuras, en bancos de 50 centímetros, bien estratificadas. Poseen escasos restos vegetales mal conservados e indeterminables.

El Grupo Superior continúa hacia el E con las mismas características descritas, observándose de nuevo los conglomerados cerca de las nacientes de esta quebrada, es decir, en la falda occidental de la sierra La Punilla. El relevamien-

to de la quebrada no se efectuó en el tramo superior, por carecer del tiempo indispensable para ello.

En dicho tramo se puede observar un pliegue anticlinal de orientación N-S, de areniscas superficialmente rojas, fallado en sus dos flancos. Al E de este grupo se encuentra otro de areniscas grises amarillentas, que a su vez limitan al E por falla con las areniscas cuarcíticas y cuarcitas del Devónico de La Punilla.

Es de destacar que esta porción de la quebrada posee las mismas características litológicas y tectónicas que la anterior, ya que es dable observar el mismo tipo de pliegues con fracturas en los flancos de los mismos.

Edad y correlación.— Los sedimentos del Carbónico empezaron a acumularse en un ambiente continental, prevaleciendo en los mismos areniscas y grauvacas. El espesor del grupo inferior no se conoce, pues en las regiones recorridas sólo encontré su base cortada por fracturas. El ambiente continental fué interrumpido por una breve transgresión marina, constituida principalmente por grauvacas calcáreas; en la misma se encontró una abundante fauna, formada principalmente por braquiópodos y pelecípodos, en muy buen estado de conservación (actualmente en estudio y que una primera inspección ocular permite determinarlos, indudablemente, como pertenecientes al Carbónico). El contenido paleobotánico del *Grupo Inferior* es muy pobre y mal conservado, por lo que no se lo puede utilizar para correlación.

En el *Grupo Superior*, que se caracteriza por ser exclusivamente continental, se encontró mayor abundancia de restos vegetales, pero igualmente mal conservados e indeterminables.

Los dos grupos en que he dividido el Carbónico, ofrecen particularidades divergentes que me inducen a considerar los dos conjuntos como separados por una discordancia angular, discordancia que estaría oculta en la región en estudio por fractura de fuerte rechazo.

Dichas particularidades pueden reunirse en dos grupos: uno que agrupa los caracteres litológicos y otro las condiciones estructurales:

a) En el primer caso podemos observar que el *Grupo Inferior* lo constituyen dos tipos principales de sedimentitas: grauvacas y areniscas con alternancia de bancos delgados cuarcíticos, generalmente de colores verdes oscuros, que en raros afloramientos alcanzan a 4 m de espesor. Se destaca en el conjunto, el grupo de sedimentos marinos que caracterizan al *Grupo Inferior*.

En cuanto al *Grupo Superior*, aunque no encontré una sucesión

normal del mismo, puede considerarse como sus capas inferiores el grueso conjunto conglomerádico de la quebrada Chavela, al que le suceden superiormente capas de areniscas y grauvacas de tonalidades verdes y grises claras. Los bancos de areniscas alcanzan espesores de 10 m, y entre ellos a menudo se intercalan arcilitas y limolitas. Todo el conjunto es netamente continental y por su coloración se destaca del Inferior, así como por la presencia de los conglomerados, arcilitas y limolitas.

b) Observando la disposición del conjunto de capas de los dos grupos, se advierte:

1º Que el *Grupo Inferior* está orientado con rumbo N-S, rumbo que se mantiene en el tramo estudiado.

2º Que el *Grupo Superior* posee sus capas diversamente orientadas e inclinadas, aunque en conjunto sus rumbos divergen hacia el N y tienden a converger hacia el S, involucrando una estructura transversal a la del *Grupo Inferior*, sobre la cual se adosa por fractura. Esta última, más al S de la región en estudio, pone en contacto pseudo-concordante a los dos grupos.

3º Que el *Grupo Inferior* se presenta muy plegado, con pliegues isoclinales, inclinados generalmente al E, a veces al W, pero particularizándose por tener a menudo sus flancos occidentales fallados.

4º Que el *Grupo Superior* se encuentra también plegado, con sus capas alcanzando un alto grado de inclinación, pero perteneciente a estructuras de pliegues amplios, donde las fracturas han interesado principalmente sus extremos orientales y occidentales.

En base a las particularidades divergentes que ofrecen estos dos grupos, no es aventurado suponer la existencia de una discordancia en la base del Grupo Superior.

Contribuye a sustentar esta opinión la existencia de discordancias comprobadas en el Carbónico, en regiones más al S, es decir, Barreal, ubicado asimismo en la zona oriental del gran valle de Calingasta-Iglesia, y constituyendo también la falda occidental de la Precordillera. Allí, Heim, Zollner, Mésigos y otros han descrito una fuerte discordancia que separa dos grandes grupos del Carbónico, en la zona de la tan discutida "Ventana".

Según Mésigos (7), "Las capas basales que yacen en discordancia sobre el grupo de San Eduardo (Mississippiano), están constituidas por conglomerados gruesos, que en parte tienen el aspecto de verdaderas tillitas". Litología similar se encuentra en el *Grupo Superior*, pues los conglomerados que he conceptuado como la base del mismo, dada la ubicación que guarda en la estructura del Grupo, poseen los

mismos caracteres y podría considerarse que fueron depositados en la misma época.

Si verdaderamente se admite como real esta discordancia, desaparecería el carácter de local que le asignó Zollner, para convertirse en regional, por lo menos para esta región.

TERCIARIO

Formación Las Trancas. — Con este nombre se designa una serie volcánica de bastante extensión en el borde occidental de la Precordillera.

Culminando todas las series detalladas en último término, se encuentra un conjunto de rocas volcánicas, que las cubrieron discordantemente a fines del Terciario.

Se trata de andesitas y tobas andesíticas que han rellenado un largo valle preexistente en el Terciario y que se orientaba paralelamente a la sierra La Punilla. Previamente a ellas se depositó un conglomerado grueso, rojizo, constituido casi exclusivamente por rodados de pórfiro cuarcífero rojo y de riodacitas. El espesor de este banco no supera los 2 m, ocasionalmente llega a 3.

Entre las andesitas se intercalan a veces muy escasos y delgados bancos de basalto denso, oscuro, y brechas andesíticas, estas últimas poco consolidadas.

En conjunto, esta serie sólo se distribuye al E del río Blanco y siempre sobre una altura superior a los 3.000 m del nivel medio del mismo.

ESTRUCTURA

Se puede establecer que los movimientos más antiguos que afectaron a la región corresponden a aquellos del Paleozoico que plegaron y fracturaron a la Formación Río Blanco. Reconoce ésta una estructura de fuertes pliegues que llegan a isoclinales, con sus ejes fuertemente inclinados al W y con rumbo aproximado N-S.

Este plegamiento fué acompañado por una fuerte fracturación. Los pliegues isoclinales, de ejes casi verticales, han corrido sobre sus flancos por fallas paralelas a la estratificación.

En la quebrada Chavela puede observarse que las capas que contienen los trilobites de la Formación Chavela, están delimitados, tanto al E como al W, por fracturas longitudinales, de inclinación aproximadamente paralela hacia el E.

Constituye, en dicho tramo de la quebrada, un pliegue irregular, del que se ha conservado el sinclinal y parte del ala occidental del



Fig. 9. — Al Sur de quebrada Cortadera. Pliegues isoclinales de flancos paralelos, muy apretados de Formación Ramadita. Foto tomada hacia el Sur

anticlinal. El sinclinal está fuertemente apretado, constituyendo un pliegue asimétrico, con mayor amplitud de onda en su base. Hacia

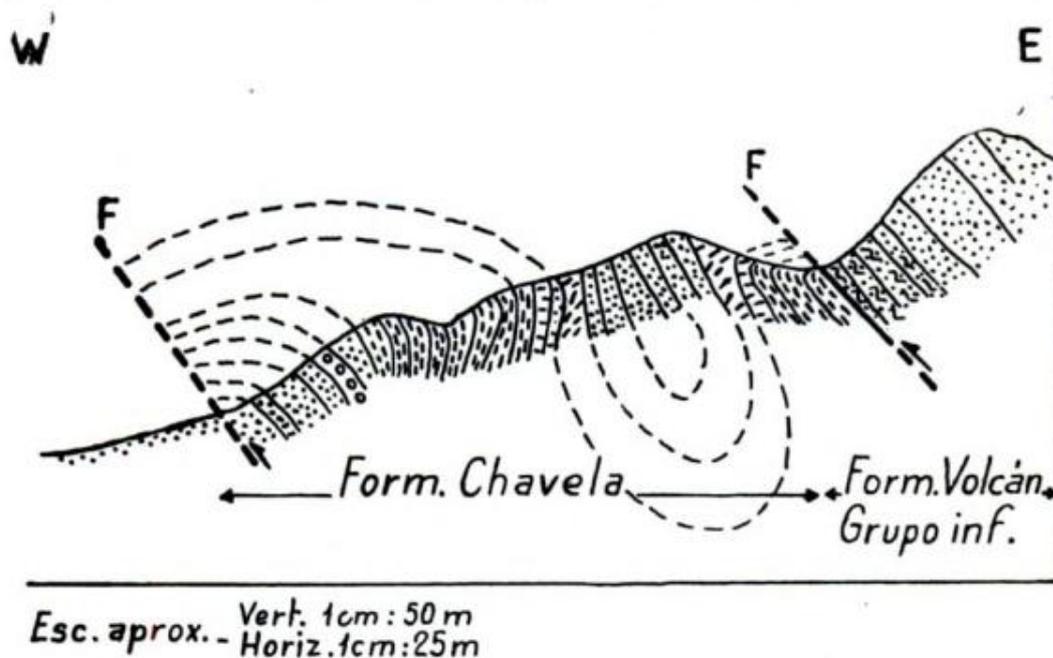


Fig. 10. — Perfil de detalle en quebrada Cortadera

el N este pliegue está cortado en forma transversal a su rumbo, desapareciendo, finalmente, poco antes de la quebrada La Chigua, cuan-

do, en virtud de las fuertes presiones sufridas, había pasado a un pliegue isoclinal.

Dichos movimientos dieron lugar a la fuerte discordancia que se observa en la base del Carbónico Inferior, en la región occidental de la Precordillera y que Keidel, Heim, Braccacini y otros autores han reconocido principalmente en los depósitos carbónicos de Barreal y Leoncito Encima. Son los mismos movimientos que Zöllner denomina en forma general "Movimientos pretilíticos", considerando que la edad de los mismos corresponde muy probablemente al Devónico Superior.

En la región que considero, las series devónicas no se encuentran cubiertas por capas eopaleozoicas en posición normal, en ninguno de sus afloramientos, por lo que sólo se puede tomar como límite inferior para la cronología de estos movimientos la edad de los depósitos más nuevos del Devónico que fueron afectados por ellos, es decir, a la Formación Chavela, que de acuerdo con su contenido paleontológico se la ubicó en el Devónico superior. De tal manera queda como edad máxima de estos movimientos el Devónico Superior.

Movimientos intercarbónicos. — Estos movimientos ya fueron señalados por Heim, Cuerda, Zöllner y otros en la región de Barreal, separando con una discordancia angular acentuada a dos gruesos conjuntos, considerados por Mésigos como Mississippiano y Pensilvaniano, respectivamente.

Zöllner señala además, una segunda discordancia de carácter local e inferior a aquélla, que hasta ahora no ha sido localizada en otro lugar de la Precordillera.

En la región de Malimán, he inferido la existencia de la discordancia principal, en base a las discrepancias estructurales de los dos grupos en que considero dividido el Carbónico y en cuyos detalles no he de abundar, ya que han sido descriptos más arriba.

Sólo cabe destacar que en esta región, el plegamiento intenso que sufrió el Carbónico superior y su fracturación posterior, están relacionados directamente con los movimientos del Terciario-Cuartario y que durante la época de plegamiento del Carbónico inferior, no fué acompañado por manifestaciones volcánicas.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. FRENGUELLI, J. 1951. *Floras devónicas de la Precordillera de San Juan*, Rev. Asoc. Geol. Arg., VI (2, 83-94), Buenos Aires.
2. — 1952. *Haplostigma Furquei* n. sp. del Devónico de la Precordillera de San Juan, Rev. Asoc. Geol. Arg. VII, (I, 5-10), Buenos Aires.
3. — 1954. *Plantas Devónicas de la Quebrada de la Charnela, en la Precordillera de San Juan*, Notas Museo La Plata. T. XVII, Paleont. n° 102, (361-376), La Plata.
4. FURQUE, G. 1954. *Descripción geológica de la Hoja 17b-Punilla, La Rioja-San Juan*, Direc. Nac. Min. (inédito).
5. HEIM, A. 1945. *Observaciones tectónicas en Barreal, precordillera de San Juan*, Rev. del Museo de La Plata (N. S.), Secc. Geol., t. II, La Plata.
6. KEIDEL, J. 1921. *Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza*, Anal. Min. Agric. Nac., Direc. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., XV, n° 2, Buenos Aires.
7. MÉSIGOS, M. G. 1953. *El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral "Sierra de Barreal" (Prov. de San Juan)*, Rev. Asoc. Geol. Arg., T. VIII, n° 2 (65-109), Buenos Aires.
8. SEWARD, A. C. 1953. *Fossil plants from the Bokkeveld and Witteberg beds of South Africa*, Quart. Journ. Geol. Soc., LXXXVIII (358-369), London.
9. ZOLLNER, W. 1950. *Observaciones tectónicas de la Precordillera Sanjuanina, Zona de Barreal*, Asoc. Geol. Arg., t. V, n° 3, Buenos Aires.

Dirección Nacional de Minería.

Diciembre 1955.

UNA CURIOSA OSTRA DEL TERCIARIO PATAGONICO

« OSTREA IMITATRIX » N. SP.

POR ARMANDO F. LEANZA

Ciertos pelecípodos sésiles se fijan por una de sus valvas — la izquierda a veces, la derecha otras — al suelo submarino o a las partes duras de otros organismos. La valva fijada, si luego es desprendida de su substrato por una circunstancia cualquiera, refleja, en su superficie de adhesión, la forma del objeto que le sirvió de soporte. Es frecuente hallar, en efecto, valvas inferiores de ostras con dichas impresiones, sin que éstas, al menos que la valva sea muy delgada, interesen la superficie interna de aquéllas y, menos aún, a las valvas superiores.

Las valvas inferiores de los ejemplares que motivan esta comunicación se fijaron sobre sendas conchillas de un gasterópodo turriculiforme y — caso extraordinario — tanto la valva superior como la inferior del pelecípodo han copiado la forma del caracol.

Este curioso lote de ostras fué donado por el doctor Joaquín Frenguelli a la cátedra de Paleontología de la Universidad de Buenos Aires. Lo integran 23 ejemplares, de los cuales, 22 fueron coleccionados por el extinto ingeniero Stessin en los sedimentos patagonianos del Bajo del Gualicho y el restante por el propio doctor Frenguelli en los estratos de la misma edad del Pico Salamanca. Este ejemplar corresponde a una valva inferior. De los ejemplares coleccionados por Stessin, tres son, asimismo, valvas inferiores y las demás, valvas superiores.

Las cuatro valvas inferiores que acabo de mencionar llevan impresa en su superficie externa, como réplica negativa, nítidas impresiones de *Turritella ambulacrum*, especie que, como se sabe, es muy frecuente en el Patagoniano. Las figuras 1 a 3 ilustran la superficie externa de tres valvas inferiores, mostrando sendas *impresiones* del caracol. La superficie interna de estas tres valvas inferiores refleja

en forma muy borrosa la impresión de la *Turritella* y ello en uno solo de los ejemplares, el de la figura 2, cuya conchilla en la región de la impresión es sumamente delgada, a punto de ser allí translúcida. En la superficie interna de este ejemplar se observa vagamente



Figs. 1-3. — *Ostrea imitatrix* n. sp., valvas inferiores vistas por su cara externa. En ellas aparece una impresión (negativo) de *Turritella ambulacrum* Sow. Figs. 4-11, valvas superiores vistas por su cara externa, exhibiendo réplicas (positivo) del gasterópodo antes mencionado. En todos los casos, pese a la posición en que han sido fotografiados estos ejemplares, la región apertural de los caracoles coincide con el umbón de los pelecipodos. Todas las figuras aproximadamente en tamaño natural.

el contorno del gasterópodo y en forma igualmente vaga las carenas que limitan a un anfracto. Del resto de las vueltas no existen rastros. En las dos otras valvas inferiores (figuras 1 y 3), más gruesas, no existe en la superficie interna la más mínima indicación del caracol.

Las impresiones del caracol se hallan igualmente orientadas, con

la región apertural en correspondencia del umbón de la valva inferior y el ápice dirigido hacia el borde paleal del pelecípodo. De esta manera, el eje determinado por la dirección de crecimiento de la ostra coincide exactamente con el eje del gasterópodo sobre el cual se adhiriera. Este hecho indica que la fijación de la ostra no se ha producido al azar sino en una dirección y sentido determinado.

Las valvas superiores, buena parte de las cuales está representada, por sus caras externas, en las figuras 4 a 11, muestran una superficie interna lisa, sin que en ella se adviertan vestigios de la *Turritella*. En cambio, la superficie externa de estas valvas muestra, en relieve, un molde bastante bien definido del mencionado gasterópodo, como lo ilustran las figuras recién citadas.

Discusión. — No he podido imaginar una explicación satisfactoria del proceso biológico que ha conducido a estos pequeños ejemplares de ostras a imitar en sus valvas superiores la morfología de la *Turritella*. La impresión de ésta en la superficie externa de las valvas inferiores no ofrece, en cambio, ninguna dificultad, ya que es un hecho evidente que, para crecer, estas valvas debieron amoldarse a la superficie a la cual se adhirieron, esto es, que, por simples razones de contacto, la valva inferior reprodujo mecánicamente la forma de su soporte. Pero, este no pudo ser el caso para la réplica de la *Turritella* que aparece en superficie externa de las valvas superiores y ello en virtud de no hallarse éstas en contacto con la conchilla del caracol. Hay que destacar a este respecto que las valvas del pelecípodo integran una conchilla biconvexa, sólo reunidas por sus bordes, dejando un amplio espacio para el animal. Por lo demás, recordemos también que las superficies internas de ambas valvas son lisas.

Recorriendo la literatura acerca de los pelecípodos, no he tenido la oportunidad de encontrar citados casos similares al de esta pequeña ostra imitadora, exceptuando en el de algunas especies de *Myochama* y *Anomia*. En el género primeramente nombrado, la valva derecha (inferior) es sésil, adhiriéndose a la conchilla de otros pelecípodos a la cual se amolda. Su forma, entonces, es muy variable. La valva izquierda (superior) es más grande y globosa y traduce en su superficie externa la ornamentación de la conchilla en que se apoya la valva inferior. Chenu ha ilustrado dos especies de *Myochama*¹, *M. stutschburyi* y *M. keppelliana*, que muestran esa particularidad.

¹ *Manuel de Conchyliologie et de Paléontologie conchyliologique*, II, 1862, figs. 218 y 220, respectivamente.

Descripción de Ostrea imitatrix n. sp. — La conchilla es algo más de dos veces más alta que ancha, de contorno irregularmente elíptico-subrectangular. Si la orientamos de modo que el borde interno del área ligamentaria coincida con la horizontal, el eje mayor de la conchilla se dirige oblicuamente hacia atrás y abajo, formando con la horizontal un ángulo de 40 grados, aproximadamente. Orientando así la conchilla, la foseta ligamentaria aparece como un triángulo escaleno de base muy angosta, y volcado hacia la parte posterior de la conchilla.

Los bordes internos de las valvas están provistos de crenulaciones que se pierden con la edad. Ellas se presentan en el tercio proximal de los bordes laterales.

La superficie externa de ambas valvas sólo está provista de estrías de crecimiento.

Localidad y Horizonte. — Bajo del Gualicho. Río Negro, Terciario Inferior. Patagoniano.

ACERCA DE LA EDAD DEL GRANITO DEL FAMATINA

Por ENRIQUE DE ALBA

RESUMEN

Se establece el límite inferior de la intrusión del granito del Famatina la cual resulta postremadociana.

Cuando el autor realizó en el año 1949 el levantamiento de la Hoja 16c Villa Unión (La Rioja), por cuenta de la Dirección Nacional de Minería, las investigaciones efectuadas le permitieron concluir que es necesario reevaluar la posición cronológica del granito de la sierra del Famatina.

La Hoja 16c Villa Unión, se encuentra ubicada al oeste de la ciudad de Chilecito e incluye la parte de la sierra del Famatina, comprendida entre los Nevados del Famatina y el pueblo de Aicuña, al norte y sur respectivamente (3).

En la constitución geológica de la sierra intervienen rocas más o menos metamorfizadas (Formación pregranítica), granito y sedimentos del carbónico, pérmico, etc.

Formación pregranítica. Sus rocas, metamorfizadas en grado variable, son: hornfels de grano fino, color verde claro a oscuro, principalmente silíceos con cordierita y biotita, de aspecto córneo y fractura concoidal; esquistos con feldespato, clorita, epidoto, rutilo, apatita, etc.; filitas y areniscas cuarcíticas con clorita, sericita y magnetita (3).

El complejo posee un rumbo general norte-sur constante, con inclinación variable casi cercana a la vertical. En el conjunto predomina una estructura monoclinal, aunque es posible observar complicadas estructuras de plegamiento (río Alto Blanco y Las Minitas) y de adosamiento de su rumbo (parte norte C^o Morado). Las rocas se hallan cortadas por numerosas diaclasas, siendo las principales las

esto no coincide con Turner

de rumbo NS-EW y N 20°E y, además, son atravesadas por filones de pórfido con preferencia de rumbo NW y de riodacita de rumbo EW, que alcanza hasta 12 m de ancho. También presentan inyección de material granítico y venas de cuarzo.

Los procesos metamórficos que presentan las rocas de caja, permiten reconocer una fase correspondiente al metamorfismo de contacto variable. La presencia de hornfels con cordierita y biotita certifica un metamorfismo de contacto de grado mediano.

En otros casos el grado de metamorfismo térmico es débil y no llegó a transformar substancialmente las rocas primitivas, causa por la cual se pueden reconocer aún areniscas cuarcíticas.

La presencia de esquistos y filitas, permite suponer la existencia de un metamorfismo leve, de carácter regional, anterior al de contacto.

Edad. Al redactar en 1950 la memoria descriptiva de la Hoja 16c, el autor describió: "Este complejo fué referido por Bodenbender (1, pág. 135-146) al Cambriano-Siluriano y por Turner (4, pág. 23-24), al Precámbrico".

"En verdad, faltan elementos de juicio concretos que permitan asegurar cuál es la edad de estas rocas. Lo único positivo es que resultan más antiguas que la intrusión del granito porque presentan metamorfismo de contacto y evidencias de haber sido intruídas por el mismo".

"Turner (4, pág. 20) separó los sedimentos más o menos metamorfizados de los del Ordovícico fosilífero, porque este último nunca presenta metamorfismo; pero según él (4, pág. 20) "son similares litológicamente a los del ordovícico". Además, de la observación de su mapa (Hoja 15c-Vinchina, La Rioja), resulta que los sedimentos ordovícicos siempre están en contacto con granito mediante fallas, las cuales podrían ser posteriores (por ejemplo terciarias)".

"Ambos complejos (metamorfizado y ordovícico) podrían ser correspondientes, y el hecho de que el último no presente metamorfismo, se explica simplemente porque no fué alcanzado cuando ocurrió la intrusión del granito".

"En la falda occidental de la Cuchilla Negra, al oeste de la sierra del Famatina, fué hallada por el autor en una arenisca color verde de grano fino, incluída en una toba andesítica de efusión (brecha flúida), una impronta de un fósil del Paleozoico inferior, *Orthis Huarpa* n.sp. — *Orthis Calligramma Kayser* non Sow., Pars (clasificado por Leanza). La confrontación de la roca que contiene el fósil con las areniscas del complejo metamorfizado no aporta dato alguno".

Durante el verano de 1954, el autor fué a terminar el relevamiento de la Hoja vecina (Hoja 16c-Chilecito), enterándose, por intermedio del baqueano Tristán Narváez, que Ramaccioni había hallado fósiles en el complejo más o menos metamorfizado.

Aprovechando esa circunstancia, solicitó al señor Narváez que le indicara el lugar fosilífero, ubicado a unos 3.000 m al NW de la Cuesta de Miranda, en la falda oriental del Filo Potrero Alto.

Los fósiles coleccionados por el autor fueron clasificados por Leanza como *Asaphellus catamarcensis* Kob. y *Plicatolina scalpta* Harr. et Leanza, que indican el Ordovícico inferior (Tremadociano inferior).

Por lo tanto, el complejo metamorfizado resulta de edad ordovícica, Tremadociano inferior.

Granito. Las rocas eruptivas granito-diorita y sus derivados tienen amplio desarrollo superficial y su importancia radica en que forman el núcleo de la sierra del Famatina.

El granito es la roca que predomina, y posee, en términos generales, coloración rosada gris clara-gris oscura, con tamaño del grano que varía de grueso a fino. En partes está profusamente atravesado por filones de aplita, pórfiro, lamprórfiro y riódacita de rumbo NS-EW; contiene xenolitos de tamaño variable y presenta diaclasas de rumbo predominante NS-EW.

Edad. Bodenbender (2, pág. 139) dice: "La intrusión se manifestó ya en la época Siluriana. Lo más probable es que ella, en la mayor intensidad, cae en la época carbónica".

Turner, en 4, pág. 23-24, lo considera de edad precámbrica.

De acuerdo a las consideraciones vertidas al considerar la edad de los sedimentos metamorfizados, la edad del granito queda fijada en cuanto a su límite inferior como postremadociano, desde el momento que está intrusando al Tremadociano.

Por otro lado, en la zona de Vallecito (3, pág. 41) el carbónico se apoya discordantemente sobre granito y en su litología intervienen conglomerados con rodados del mismo de hasta 0,15 m de espesor. Como consecuencia real surge que los sedimentos se depositaron con posterioridad a la intrusión.

Por lo tanto, el granito del Famatina es paleozoico y queda comprendido entre el Tremadociano y el Carbónico.

Turner ha comunicado verbalmente al autor que en Chaschuil al oeste de Fiambalá, los sedimentos del Ordovícico medio (Llandeiliano) constituyen el techo del granito.



LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. BODENBENDER, G. (1912). *Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes*, en *Anales Min. Agric.*, Secc. Geología, t. VII, 3, Buenos Aires.
2. -- (1922). *El nevado de Famatina (provincia de La Rioja)*, en *Anales Min. Agricultura*, t. XVI, 1, Buenos Aires.
3. DE ALBA, E. *Descripción geológica de la Hoja 16 c Villa Unión, provincia de La Rioja*, Boletín 82. D. N. Minería, Buenos Aires, 1954.
4. TURNER, J. C. M. *Estudio geológico sobre la zona al norte del Cº Tocino, sierra de Famatina, La Rioja*. Tesis inédita, Fac. C. E. F. y Naturales, Buenos Aires.

Sierra de Famatina, La Rioja

170
250

ESTA ENTREGA SE TERMINÓ DE IMPRIMIR EL 31 DE JULIO DE 1956

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. BORRÁZAS, DR. ARTURO J. AMOS, DR. CÉSAR R. VILELA.

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

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

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

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

3) Las citas bibliográficas deberán ser 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

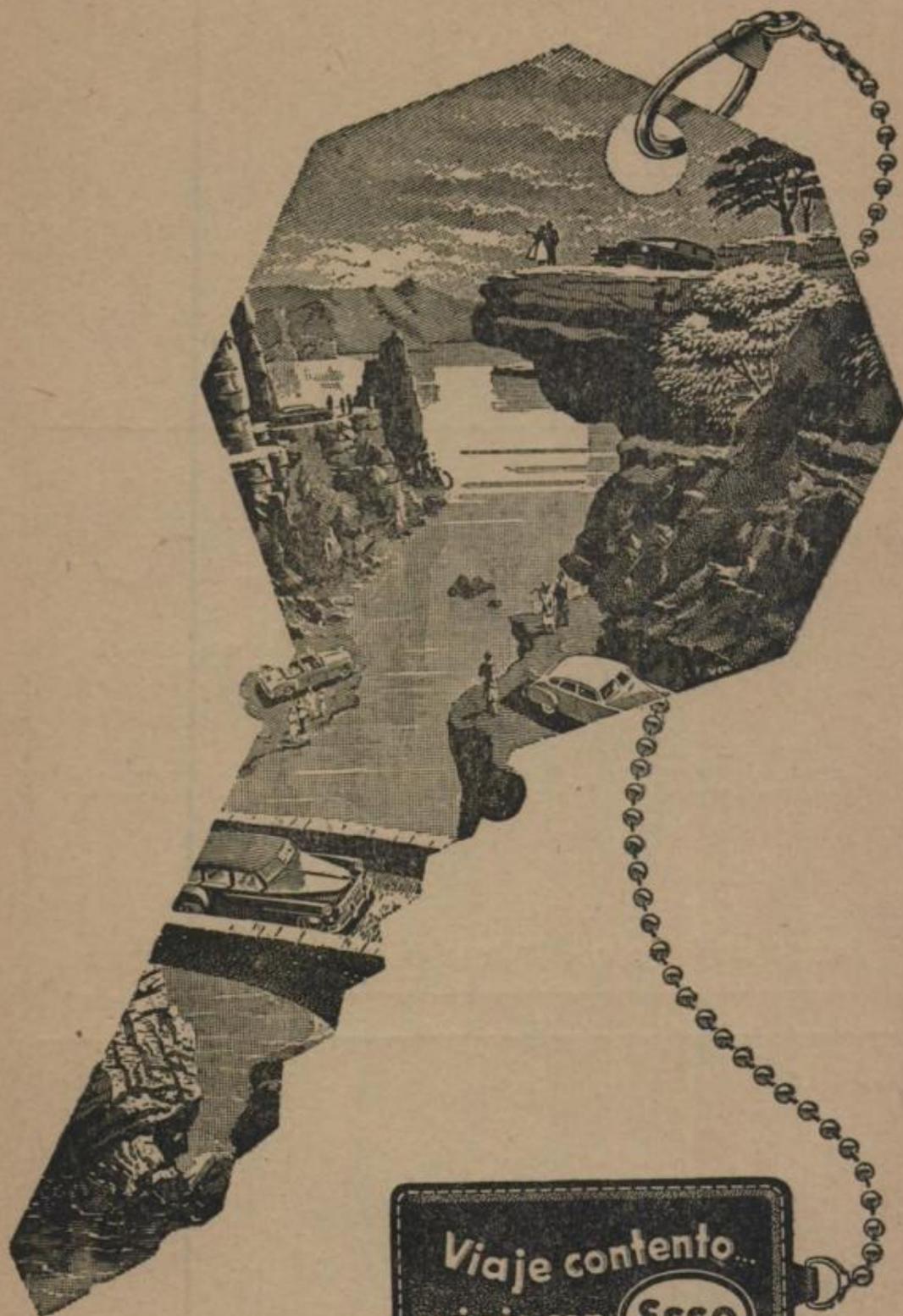
PERÚ 684, Buenos Aires (Rep. Argentina)

CURA-CÓ

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

GEOLOGIA - GEOFISICA - MINERIA

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



Viaje contento
viaje con **Esso**