

EL PISO PLATENSE

POR JOAQUÍN FRENGUELLI

Además de una contribución al conocimiento de uno de los horizontes estratigráficos de la serie de los terrenos recientes de nuestra Pampa, estos apuntes tienen el propósito de servir de introducción geológica al estudio de las Diatomeas del Platense, cuyos resultados se publican en la sección que le corresponde en esta misma Revista.

Dentro de la serie estratigráfica regional el término de « piso platense » fué propuesto por A. Doering (5, pág. 429), en 1882, para designar el horizonte superior del « Diluvial » argentino en general y de la Pampa en particular. Junto con el subyacente « piso querandino » debía integrar su « formación querandina o post-pampeana ». En su obra, Doering define prolijamente las diferentes unidades estratigráficas propuestas en su clasificación hasta su « formación araucana » inclusive, omitiendo todo detalle y comentario en lo que se refiere a los terrenos que le siguen hasta la época actual. Nada dice, por lo tanto, respecto de sus pisos post-pampeanos que, en su lista de « Formaciones cenozoicas neotropicales, región atlántico-austral », sólo caracteriza por su contenido paleontológico, o mejor por especies de Moluscos (*Azara labiata* y *Ostrea puelchana* para el « piso querandino » y *Ampullaria d'Orbignyana* para el « piso platense ») todavía vivientes en la misma región, donde estos horizontes se desarrollan con su facies más conocida y más característica.

Muy poco agrega dos años después el mismo autor (6, pág. 328), cuando, al ocuparse de los terrenos hallados por una perforación en Desaguadero, San Luis, incluye el Platense en una « Subformación querandina », formando la parte superior de su Diluvial, según el cuadro siguiente :

Subformación querandina superior (Piso platense) :

<i>Succinea meridionalis</i> d'Orb.	<i>Hydrobia Parchappii</i> d'Orb.
<i>Chilina fluminea</i> Mat.	<i>Ampullaria D'Orbignyana</i> Par.
<i>Physa rivalis</i> d'Orb.	<i>Ampullaria australis</i> d'Orb.
<i>Ancylus culicoides</i> d'Orb.	<i>Unio solisiana</i> d'Orb.
<i>Planorbis peregrinus</i> d'Orb.	<i>Cyclas variegata</i> d'Orb.

Subformación querandina inferior (Piso querandino) :

Azara labiata d'Orb.

Moluscos marinos y de agua salobre

Doering, sin embargo, agrega que « en la división querandina superior, los sedimentos lacustres generalmente son blanquizcos o blanco-cenicientos, y formados alguna vez también por espesas capas, ricas en concreciones de toscas con núcleo oscuro, como las de Buenos Aires, de Luján, etc. » (6, pág. 332). Y, por lo que se refiere a sus fósiles, se refiere especialmente a *Littoridina parchappii* (= *Hydrobia Parchappii*) que, por considerar « exclusiva para los depósitos lacustres superiores de la época post-pampeana, en los cuales se halla con una abundancia extraordinaria » (6, pág. 329), indica, junto con *L. ameghinoi*, como verdaderos « fósiles de guía » para estos depósitos.

Estas deficiencias fueron subsanadas poco más tarde por F. Ameghino (1, pág. 39), quien, en 1889, al aceptar y ampliar la clasificación de Doering, estableció que el « Platense » o « Post-pampeano lacustre » se depositó tierra adentro, en grandes lagunas a lo largo del curso de antiguos ríos, al final del Cuaternario, mientras en la costa del mar y en el estuario platense se acumulaban bancos de conchillas marinas y de aguas salobres. Puntualizando, Ameghino agregaba que, después del descenso del suelo, que durante la sedimentación del « piso querandino » determinó el avance del océano y los incrementos estuáricos, el « piso platense » se depositó en una fase sucesiva de levantamiento. Textualmente escribe : « El abajamiento que produjo el avance del océano, como en los casos anteriores, fué seguido de un levantamiento lento del suelo, empezando a retroceder poco a poco las aguas marinas, y las aguas dulces bajando lentamente hacia las embocaduras de sus cauces cubrieron los estratos marinos con una espesa formación lacustre, que se encuentra a lo largo de las barrancas del curso de casi todos los ríos y arroyos de la provincia [de Buenos Aires], sin que tampoco sea raro observarla ascendiendo el curso de las mismas corrientes ». En cuanto a su situación stratigráfica, Ameghino observaba, además, que el Platense a menudo yace directamente sobre el Lujanense (o « Pampeano lacustre »), pero « la separación entre ambas formaciones lacustrinas es tan aparente que parece estuviera trazada con un hilo ». Por lo que corresponde a su composición, en la misma oportunidad Ameghino establece que el color de sus depósitos « es invariablemente un gris ceniza, a veces bastante oscuro, estando constituídos por estratos de arcilla y arena, con una mezcla considerable de carbonato de cal, que predomina en algunos puntos formando bancos calizos de una dureza extraordinaria, pero siempre con el mismo color ceniciento, que parece producido por una infinidad de infusorios de aguas dulces y estancadas que constituyen una parte considerable de la masa ». Y, en cuanto a sus caracteres paleontológicos, Ameghino explica claramente que en el Platense han desaparecido « los grandes edentados del pampeano lacustre » por ser reemplazados por Mamíferos en su

mayor parte de especies todavía existentes, cuyos huesos, mucho más escasos que en el Lujanense, y casi siempre en un pésimo estado de conservación, se mezclan con gran cantidad de restos de Moluscos de aguas dulces, también de especies actuales (1, pág. 40).

Las contribuciones posteriores del mismo autor no ampliaron mayormente los conocimientos acerca de la estratigrafía, la composición y el origen de este horizonte geológico. En 1906, Ameghino (2, pág. 499), en cuadros sinópticos, anota que el Platense, contemporáneo de los depósitos marinos del Querandinense en las orillas del Paraná inferior y del Río de la Plata, y en las costas atlánticas de la provincia de Buenos Aires y de Patagonia, está constituido por depósitos lacustres con restos de Mamíferos actuales mezclados con otros de especies extinguidas. Y sigue considerándolo como representante del Cuaternario argentino, si bien ya no exclusivo sino junto con el subyacente Lujanense, anteriormente atribuido al Plioceno.

De una manera análoga, en 1909, Ameghino (3, pág. 412) sólo repite que, en la costa de Mar del Plata y Chapalmalán, sobre los « depósitos lujanenses y en discordancia, aparecen depósitos lacustres más recientes de color gris ceniza (Chapalmalán, Arroyo del Barco, etc.), correspondientes al (Miramar, etc.) horizonte platense, y depósitos marinos de color gris oscuros que representan la transgresión querandinense ». Agrega, sin embargo, un interesante detalle acerca de la posición relativa de estos depósitos que indica como embutidos sucesivamente en los valles de los cauces actuales: el Platense en el Lujanense, éste en el Bonaerense, etc. (3, pág. 377 y fig. 5).

Menor fué la contribución aportada por los autores que le siguieron. E. de Carles (4, leyenda de la lámina), en 1912, buscó un equivalente eólico del Platense en el « loess moreno oscuro amarillento » descrito por Burckhardt (1907) y situado directamente debajo del humus, en las barrancas del arroyo Frías y del río Paraná en Alvear, cerca de Rosario de Santa Fe.

Rovereto, en 1914, agregó que el « Platense », constituido de sedimentos fangoso-arenosos de color grisáceo, ricos en conchillas lacustres y fluviales, de especies en su mayor parte todavía vivientes, y depositados en pantanos y lagunas salobres al mismo tiempo que en los surcos de los valles se insinuaba la ingresión querandina, yace sobre la baja terraza cortada en el Bonaerense (24, pág. 78). A los datos de Ameghino, en lo que a la geognosia de este horizonte se refiere, Rovereto nada de nuevo agrega y se limita sólo a especificar más claramente que el Platense ocupa las más bajas terrazas que siguen el curso de los ríos de la provincia de Buenos Aires ¹. Debemos subra-

¹ Debemos advertir, sin embargo, que luego Rovereto (25, págs. 7-8) negó este hecho tan claro y tan interesante, no sólo para lo que atañe al Platense sino también para los demás horizontes que en las costas y el interior de la gran llanura argentina se escalonan en forma de terrazas, llegando a la conclusión de que « le long des côtes de la Pampa et de l'estuaire du Rio de la Plata, les terrasses n'existent pas, à cause d'un effondrement commencé au quaternaire moyen ».

yar, sin embargo, que respecto a la edad de este horizonte Rovereto discrepa terminantemente de Ameghino, en cuanto que, mientras este autor sostuvo que el Platense, junto con el Querandinense y el Lujanense, integra el Cuaternario argentino, Rovereto sostiene que estos tres horizontes corresponden a los tiempos actuales, habiéndose depositado en los cauces de una red hidrográfica preparada por los fenómenos erosivos cuaternarios (25, pág. 78).

Durante los veinte años que dediqué al estudio de la Pampa y sus zonas limítrofes varias veces debí ocuparme del Platense, en su composición, en su posición estratigráfica, en sus relaciones con los demás horizontes de la « serie pampiana » y con la actual morfología superficial, en su significado genético, en su distribución horizontal, en la averiguación de su edad relativa, etc. : desde 1913, en que acepté, en sus puntos esenciales, la tesis de Rovereto, admitiendo que el Platense, por su situación en la cumbre de la columna sedimentaria de la Pampa y con su 92-100% de moluscos vivientes, debía considerarse como última fase de la sedimentación pleistocena en la Argentina (8, pág. 3), hasta 1932, cuando, en una síntesis al Congreso internacional de los Americanistas en Buenos Aires y La Plata, con criterios personales, que, a mi juicio, he de considerar definitivos, sostuve que el Platense es un horizonte loésico, pero con facies iniciales costaneras y deltaicas y facies terminales medanosas especialmente en el litoral atlántico, a situarse en la base del ciclo sedimentario epiglacial (18, págs. 10-11), y que, dentro de los cauces fluviales, forma el horizonte medio de la sucesión sedimentaria de la terraza postpampeana (terracea baja), la cual, dentro de los valles erosivos, excavados en el Pampeano como consecuencia del levantamiento postbonaerense, comenzó con el Lujanense y terminó con el Cordobense (19, pág. 8, fig. 1).

Sería superfluo reseñar aquí las vacilaciones que afectaron el desarrollo del concepto antes de arribar a la síntesis expuesta ; vacilaciones inherentes a las dificultades interpretativas propias de los terrenos superficiales de la gran pampa argentina, cuyos afloramientos aparecen en puntos limitados y separados entre sí por grandes distancias, y cuyos terrenos, para una exacta apreciación estratigráfica, tectónica y cronológica, obligan a tomar en seria consideración una larga serie de hechos no siempre fáciles de observar y de apreciar.

Para los fines del presente estudio bastará concretar los puntos esenciales de la cuestión y los criterios básicos de mi interpretación.

En mi modo de ver, los terrenos superficiales de la Pampa y regiones limítrofes, así como también sus equivalentes en regiones más alejadas del dilatado territorio argentino, pueden dividirse en dos series estratigráficas : pampiana y postpampiana ¹. Al Pampiano corresponden tres horizontes

¹ Escribo « Pampiano » y no « Pampeano » por ajustarme a las reglas de la nomenclatura estratigráfica que, de acuerdo con convenciones internacionales, establecen para las series estratigráficas (correspondientes a las épocas geológicas), la terminación « iano » en idioma italiano, « ien » en francés y « ian » en inglés.

principales, que, de arriba abajo, son el Chapalmalense, el Ensenadense y el Bonaerense; y al Postpampiano corresponden el Lujanense, el Platense y el Cordobense. Cada una de ambas series representa, en general, un ciclo de sedimentación rítmica, plistocena la primera y holocena la segunda. En sus ritmos han quedado grabadas las oscilaciones características del clima cuaternario y también las diferentes fases, no menos características, de la epirogénesis del mismo período.

En efecto, en cada uno de los horizontes enumerados, es posible reconocer tres fases sucesivas: la primera epirogénicamente ascensional (ahondamiento de los cauces) acompañada de reactivaciones eruptivas en las regiones andinas y preandinas (lluvias de cenizas volcánicas, generalmente muy ácidas en la pampa) y notable incremento en las precipitaciones meteóricas; la segunda descensional (intenso encenagamiento de cuencas y cauces sumamente maduros) acompañada por lluvias todavía abundantes; la tercera estática, esto es, de quietud epirogénica, con notable desecamiento del clima, atrofia en los sistemas hidrográficos y sedimentación de loess. En cada ciclo, las dos primeras fases evidentemente correspondieron a la fase cataclimática (pluviar) y la tercera a la fase anaclimática (interpluviar) en el sentido de A. Penck.

Pero tanto las oscilaciones climáticas como las epirogénicas en los diferentes ciclos del período no tuvieron la misma amplitud, ni tampoco una igual duración. A juzgar por la masa de los respectivos depósitos, en general la duración de los ciclos fué decreciendo progresivamente desde el más antiguo hasta el más reciente; y en los ciclos más antiguos (Chapalmalense y Ensenadense) la fase húmeda (maduración de los cauces y sedimentación de aluviones) perduró mucho más que la fase seca, mientras en los ciclos posteriores, con excepción del Lujanense, la fase seca (sedimentación de loess) predominó sobre la húmeda. Tenemos así que los horizontes respectivos son eminentemente aluvionales (Chapalmalense, Ensenadense y Lujanense) con breve fase loéssica final o eminentemente loéssicos (Bonaerense, Platense y Cordobense) con breve fase aluvional inicial.

Por lo que se refiere a las oscilaciones epirogénicas, se trató de desplazamientos verticalmente limitados con fase descendente generalmente más amplia que la ascendente en las regiones de llanura y, en cambio, más extensos y con fase ascendente mayor que la descendente en las zonas de piedemonte y de montaña. Por estas circunstancias, mientras en estas últimas zonas los sedimentos fluviales se distribuyeron en terrazas bien entalladas y bien escalonadas a lo largo de los valles de los ríos permanentes, en la llanura pampeana los sedimentos fluviales y lacustres en su mayor parte se superpusieron sucesivamente como en la cuenca de un vasto bolsón, esto es realizando las condiciones de que nos habla Rovereto (25, pág. 7).

Sin embargo, no en todo el vasto ámbito de la planicie pampeana se trató siempre de una epirogénesis con suma de efectos negativos y con eliminación total de las terrazas, como sostiene Rovereto. En realidad, como

afirmé desde 1922 (10, págs. 245-253), debemos distinguir en ella zonas epirogénicamente un tanto diferentes en la mayor parte de las cuales algunas terrazas pudieron formarse y, por lo menos parcialmente, pudieron conservarse. Más aún, podemos seguir afirmando que, si exceptuamos aquella zona axial que indiqué como « Pampa deprimida », en todo el resto de la llanura pueden reconocerse más o menos fácilmente dos órdenes de terrazas que resultaron de la intercalación de dos fases positivas particularmente amplias: una postbonaerense en que se ahondaron los cauces lujanenses y otra postcordobense en que se profundizaron y siguen profundizándose los cauces actuales. He sincronizado estas dos fases positivas excepcionalmente amplias con la regresión premonastiriana y con la regresión preflandriana de las costas atlánticas de Europa, respectivamente (11, pág. 141). En la provincia de Buenos Aires, ambas terrazas son particularmente visibles a lo largo del curso inferior de los ríos y arroyos que desembocan en el Atlántico. En la terraza alta, que por conveniencia he indicado como « terraza pampiana », sobre el Chapalmalense se superpone el Ensenadense, el Bonaerense y ocasionalmente sedimentaciones posteriores de menor cuantía que pudieron acumularse y conservarse debajo del humus que cubre su peldaño; en la terraza baja, que por razones análogas he llamado « terraza postpampiana », al Lujanense sigue el Platense y finalmente, cuando pudo conservarse, el Cordobense inmediatamente debajo del suelo humífero.

En la misma zona se observan también los vestigios de dos fases negativas de particular amplitud relativa, las que se tradujeron en leves intrusiones marinas: una durante el encenagamiento de los valles ensenadenses y la otra al final del encenagamiento de los cauces lujanenses. Los sedimentos dejados por la primera evidentemente en su máxima parte fueron destruidos durante el retroceso de las barrancas costeras determinado por los hundimientos posteriores y especialmente por el descenso lujanense, y sus vestigios casi exclusivamente se han conservado en la gran hoya del estuario del Río de la Plata en forma de aquellas capas con *Erodona mactroides* Daud., *Mytilus platensis* d'Orb. y *Ostrea spreta* d'Orb., que constituyen el Intersenedense de Ameghino y que aquí sólo revelan una ampliación del estuario y una extensión insólita del mismo tierra adentro. Los sedimentos dejados por la segunda ingresión, mejor conservados que aquéllos de la primera, constituyen el Querandinense (« Piso querandino » de A. Doering, 1882, « transgresión querandina » de F. Ameghino), el que también en su mayor parte ha persistido como expresión de incrementos estuarianos, no sólo en el Río de la Plata, sino también en la región de boca de los cursos menores que vuelcan sus aguas en el Atlántico. La fase transgresiva de los demás ciclos debió ser muy breve en duración y extensión, exceptuando quizá la del Bonaerense, que, sin embargo, no alcanzó las proporciones de las mayores: horizontalmente la ingresión marina que provocara no pasó más allá de los límites de la costa actual, y

sus sedimentos de playa (panquina o coquina con *Glycimeris longior* Sow.) han vuelto a descender debajo de la línea de ribera actual, mientras que sus formaciones medanosas, esto es los « depósitos eolomarinos » de Ameghino (3, pág. 388) ¹, quedan todavía placados a las barrancas actuales cortadas en el Ensenadense frente al océano o descansan sobre éstas, pasando paulatinamente tierra adentro a la facies loésica del Bonaerense.

Entonces, dentro del conjunto de los horizontes mencionados, en sus localidades clásicas, el Platense constituye uno de los tres términos más característicos de la terraza postpampiana, tectónicamente comprendida entre la fase ascendente postbonaerense (excavación de los cauces lujanenses) y la fase ascendente que se inició al comienzo de la regresión preflandriana (excavación de los cauces actuales) y que sigue aún levantando nuestras costas atlánticas. Y dentro de los tres horizontes de esta terraza, el Platense ocupa una posición intermedia entre el Lujanense (en partes coronado por su fase terminal querandinense) y los sedimentos sincrónicos con el Cordobense.

Ahora, si desde las localidades donde Doering y Ameghino establecieron el concepto stratigráfico pasamos a las demás regiones de la vasta llanura pampeana, vemos que los criterios sobre los cuales se basó este horizonte permanecen firmes en sus puntos esenciales. En efecto, la terraza postpampiana con sus tres miembros stratigráficos considerados sigue a lo largo de los cursos fluviales viejos, hasta su nacimiento en la cintura de montañas periféricas (sierras peripampeanas).

Pero, dentro de este esquema sencillo debemos considerar algunos hechos que aparentemente modifican las relaciones del Platense o la complican. Un detalle importante es que, tanto en la zona costera de la provincia de Buenos Aires como en el interior de la Pampa, sobre el rellano de la terraza postpampiana los sedimentos del loess cordobense o sus equivalentes no pudieron persistir sino en juntos excepcionales. En la máxima parte de los casos, ellos fueron lavados completamente o casi completamente por las lluvias o por las inundaciones de fases húmedas recientes. De esta manera el humus actual (generalmente hidropédico sobre estos rellanos bajos) cubre directamente el Platense o madura en sus mismos sedimentos. Sólo de vez en cuando y en puntos determinados entre el humus y el Platense se interponen algunos restos de un manto loésico que allí se acumulara durante las sucesivas fases áridas del Cordobense y del final del Platense mismo. Estos restos, que más adelante veremos existir excepcionalmente también en el litoral bonaerense, si bien escasos, tienen un alto valor stratigráfico.

¹ Considerados como sedimentos de la « transgresión interensenadense » por Ameghino, pero evidentemente mucho más recientes. En realidad ellos corresponden al Belgranense de Ameghino (1, pág. 31; 11, págs. 89-92) que hoy ya no considero como un piso aparte, sino como una facies costanera del Bonaerense (18, pág. 3; 19, pág. 9).

Pero, en realidad, un mayor desarrollo de estas formaciones loéssicas sólo puede observarse fuera de los cauces, sobre los parajes más altos y especialmente cerca de las sierras del Oeste, donde una mayor acumulación de loess ha hecho posible también una mayor conservación de sus remanentes. Por lo que se refiere al loess del Platense, hemos visto ya que De Carles comprobó su presencia en las barrancas del río Paraná, al Sur de la ciudad de Rosario, arriba del Bonaerense (4, lámina de perfiles). Por mi parte, ya traté de individualizar sus equivalentes en las provincias de Santa Fe, Entre Ríos y Córdoba.

Otro hecho interesante es que, fuera de las terrazas, la base del loess platense lleva a menudo sedimentos de escurrimientos pluviales, de pantanos o de lagos, de escaso espesor pero importantes porque indican que la fase de acumulación loéssica, bajo clima seco, fué precedida por una fase de clima más húmedo. Evidentemente, fuera de las terrazas postpampianas, estos sedimentos psilogénicos, límnicos y lacustres, que un tiempo indicaba como Preplatense (11, pág. 95), son los equivalentes sedimentarios y estratigráfico del Platense de las terrazas mismas. Cuando los mantos de loess posteriores a su formación fueron destruídos, también estos equivalentes llegaron a la superficie, inmediatamente debajo del humus actual.

En resumen, en su completo desarrollo, el Platense se compone de dos secciones: una inferior de facies húmeda, especialmente desarrollada en las terrazas post-pampianas, pero también evidente fuera de los cauces como sedimentos de pantanos y lagos precarios; otra superior de facies árida o semi-árida, en forma de manto de loess particularmente desarrollado en los parajes más altos del interior de la Pampa y sobre todo cerca de las sierras que limitan la gran llanura hacia occidente ¹.

El loess platense, donde se ha conservado, presenta siempre caracteres uniformes. Es un loess pulverulento, poco compacto, de color pardo claro, homogéneo. Cerca de los parajes arenosos pudo cargarse de una fracción de arena en proporciones variables, pero siempre reducidas en relación con la cantidad de materiales pelíticos alóctonos propios del loess. Sólo en la ribera oceánica pudo ser substituído por formaciones medanosas, cuyos materiales psamíticos siempre se mezclan, sin embargo, con proporciones más o menos elevadas de elementos loéssicos.

Su facies húmeda, en cambio, es compleja y variante. Naturalmente los sedimentos psilógenos, formados de capas delgadas de limo finísimo, traído desde los alrededores de la depresión en que los acumularon los escurrimientos pluviales, son diferentes de los limos límnicos, que, en cambio, están formados por cieno no estratificado y resultante en gran parte de la remoción local de los materiales del piso del pantano, mezclados

¹ Fuera del litoral bonaerense, donde este horizonte post-pampiano fué originariamente estudiado y titulado por Doering y Ameghino, a veces para ambas secciones se ensayaron nombres locales diferentes, que no menciono por considerarlos superfluos.

con una elevada proporción de elementos alóctonos, especialmente llegados a la cuenca por vía eólica, e intensamente elaborados por procesos diagenéticos. Asimismo los depósitos lacustres, sedimentados en cuencas amplias pero de poco fondo (lago-pantanos), y que en mucho participan de los caracteres de los sedimentos límnicos, difieren de los limos aluvionales fluvio-lacustres que en general son bien estratificados en capas delgadas, especialmente los que corresponden a las primeras fases del encenagamiento de las cuencas. En fin, los depósitos de las terrazas, que en los cauces o en los tramos fluviales muy alejados de las sierras comparten sus principales rasgos con los aluviones cenagosos fluvio-lacustres, se distinguen de las camadas aluvionales más o menos próximos a las zonas montañosas en cuyos cieno se mezcla, con proporciones a veces considerables, arena, gravas, derrubios y rodados.

Sin embargo, pese a esta variabilidad, todos estos los sedimentos del Platense en su máxima parte están vinculados por importantes caracteres comunes; sea que ellos correspondan a un cauce o a una cuenca grande o chica, cerca o lejos de las montañas, en los deltas o cerca del nacimiento de los cursos de agua, en Salta, en la Pampa o en Patagonia.

Estos rasgos comunes corresponden especialmente a ciertos caracteres exteriores, pero particularmente a su composición petrográfica y a su contenido biológico macro o microscópico.

En efecto, se trata siempre de limos tenues, porosos, deleznable y por lo común desleíbles con facilidad, de un color gris ceniza claro, que a veces se hace obscuro hasta casi negro en capas cargadas de materiales turbosos, de detritos sapropelíticos o de elementos húmicos. También a menudo contienen carbonato de calcio distribuido en la masa al estado terroso o como partículas de origen orgánico (detritos finos de cáscaras de moluscos o de algas calcáreas), o concrecionado en tosquillas o en masas travertinosas.

En su composición petrográfica, además de los componentes considerados y de una proporción variable de las partículas grumosas de los silicatos amorfos propios del loess y de los sedimentos con éste vinculados, interviene siempre una fracción más o menos elevada de vidrios volcánicos ácidos (liparíticos y dacíticos), que a veces hasta se reúnen en capitas de ceniza volcánica blanca, casi pura. Pero quizá su más notable característica en este sentido es la de contener una cantidad siempre elevada de partículas de sílice organizada.

Son éstas células silicificadas de Gramíneas y de Equisetos, espículas de Esponjas de aguas dulces, quistes de Crisomonadinas (*Crisostomataceae*) y, sobre todo, frústulos de Diatomeas.

Estos frústulos diatómicos a menudo se hallan en cantidad tan grande que llegan a formar el componente principal y esencial de la roca: y, si siempre para el Platense podemos hablar de limos tripoláceos, a veces llegamos a poder definir su roca como una verdadera diatomita o un trípoli impuro.

Dentro de la serie de los terrenos pampianos, la presencia de un elevado contenido en despojos diatómicos es un hecho que en el Platense aparece de una manera repentina y que corresponde a este horizonte no sólo como un rasgo sobresaliente, sino también como un rasgo exclusivo.

Una elevada cantidad de frústulos diatómicos en depósitos más o menos ricos en cenizas volcánicas es un hecho ya varias veces observado en muchas otras regiones del mundo y en sedimentos de edad diferente. Y no faltaron autores que sostuvieron relaciones de causa a efecto entre los productos de una intensa actividad volcánica y un abundante desarrollo de Diatomeas y otros microorganismos de caparazón silíceo, tanto en las aguas continentales dulces o salobres, como en las marinas: entre ellos von Humboldt (1839), Ehrenberg (1844-1845), Pritchard (1861), Scrope (1872), Lyell (1872), Whitney (1867), Edgeworth Davis (1896), algunos de ellos mediante hipótesis raras o realmente fantásticas. Recientemente la cuestión fué actualizada por Taliaferro (1933), quien, después de haber pasado en reseña los numerosos casos señalados en Europa, Asia, Australia, Norte América y Sud América (entre estos últimos los del Cenozoico de Patagonia citados por Darwin, Ehrenberg y Wichmann, y los del Neozoico estudiados por mí en sedimentos argentinos y chilenos), sostuvo que el desarrollo de una cantidad insólita de organismos silíceos en estos depósitos está en relación con un tenor insólitamente grande de hidrosilicatos y de ácido silíceo en las aguas en que estos organismos vivieron y que, en las mismas aguas, la presencia del alto contenido de las sustancias químicas mencionadas fué el resultado directo de un intenso vulcanismo contemporáneo (26, pág. 34).

Por mi parte he de aceptar en principio las conclusiones de Taliaferro; pero con algunas reservas que derivan de un más detenido examen de muchos de los yacimientos mismos traídos a colación por este autor, inclusive los del Terciario de Patagonia, cuyos sedimentos, si bien casi exclusivamente formados por grandes acumulaciones de cenizas volcánicas ácidas, en una proporción que, sin duda, en mucho supera la de los conocidos depósitos diatomíferos de California, exceptuado una que otra capita tripolácea intercalada, sólo llevan raros frústulos de Diatomeas o carecen completamente de ellos. Lo mismo ocurre, con exclusión del Platense, para los demás sedimentos pampianos cuyos estratos realmente diatomíferos son raros, a pesar que en todos ellos hallamos gran cantidad de cenizas volcánicas y a menudo intercalaciones de bancos de vidrios volcánicos puros. Es evidente, pues, que no basta un intenso vulcanismo; para explicar el fenómeno se necesita también considerar acaso la calidad de los productos volcánicos y, más aún, las condiciones del medio ambiente en que pudo prosperar una masa insólita de formas diatómicas y donde sus frústulos pudieron acumularse en gran cantidad. Entre las condiciones mesológicas, hay que considerar la presencia de algunas sales favorables y la carencia de otras perjudiciales al desarrollo de las Diatomeas, la transparencia de las aguas

no enturbiadas por un exceso de partículas en suspensión ni contaminadas por un exceso de sustancias orgánicas en descomposición, adecuadas condiciones de tranquilidad y de luminosidad del medio, condiciones climáticas propicias, etc.

Sin duda, todas estas condiciones favorables sólo concurren simultáneamente en los esteros fluviales, en las lagunas, en los estuarios y especialmente en los canales de los deltas donde se acumularon los limos tripoláceos del Platense.

Otro carácter común para todos los sedimentos del Platense en toda Argentina es proporcionado por su contenido paleontológico macroscópico, en realidad altamente interesante y significativo. Me refiero especialmente a sus Moluscos y a sus Mamíferos.

En cuanto a los Mamíferos, los tipos pampianos más característicos, que durante la sedimentación del Lujanense habían adquirido su fisionomía más peculiar y habían alcanzado su máximo gigantismo, en el Platense desaparecen casi por completo. Sus raros restos aparecen esparcidos aquí y allá como casos esporádicos y especialmente cerca de las montañas y en Patagonia, donde acaso hallaron sus últimos refugios. Ellos están reemplazados, en cambio, como ya lo advirtiera Ameghino, por especies de tipo moderno y en su máxima parte todavía vivientes en la actualidad.

Y por lo que a los Moluscos se refiere, en el Platense no sólo se establece una fauna compuesta en su totalidad por especies actuales, como, por otra parte, ya había sucedido desde tiempos precoces de la sedimentación pampiana (por lo menos desde el comienzo del Ensenadense), sino una fauna completamente integrada por formas todavía vivientes en los mismos lugares en que hoy hallamos los diversos yacimientos platenses o en lugares muy próximos.

Los criterios que surgen de estos hechos de orden faunístico, corroborados por los que derivan de los demás hechos de orden estratigráfico, morfológico y climatológico, han contribuido de una manera terminante en situar el Platense en la base de los depósitos holocénicos (post-pampianos) esto es en los comienzos del Epipluvial (respectivamente Epiglacial), inmediatamente después del Lujanense (inclusive su fase final querandinense) que, en nuestras regiones con toda probabilidad es el equivalente del Würmiense (IV pluvial-glacial) europeo.

A pesar de los caracteres generales considerados, por las razones anteriormente esbozadas acerca de sus variantes en relación con la diversidad de ambiente en la vasta área del territorio argentino, especialmente durante la época de su sedimentación, es necesario repartir el Platense en varias zonas de características algo diferentes. Entre estas zonas, como principales consideraré: una zona litoral, una zona pampeana, una zona serrana y una zona patagónica.

A — *Zona litoral*

He ya considerado las características generales de esta zona en diversas circunstancias, al ocuparme de la estratigrafía de la costa atlántica de la provincia de Buenos Aires y del contorno del estuario platense. Entiendo, en efecto, que, desde el punto de vista de los sedimentos platenses, todo el borde mencionado presenta una interesante uniformidad de composición estratigráfica y biológica.

A lo largo de toda esta faja, que empieza con el viejo estuario de Bahía Blanca, sigue luego a lo largo de la costa marítima de Buenos Aires y después remonta el litoral del Río de la Plata y la margen derecha del río Paraná hasta muy cerca de la ciudad de Rosario, esto es hasta donde alcanzó la influencia del estuario querandino, el levantamiento que provocó la eliminación de la transgresión querandinense provocó la formación de una serie de pequeños deltas de caracteres comunes.

Naturalmente, por lo que se refiere al gran estuario platense, estos caracteres comunes se realizan especialmente en el tramo terminal de los ríos y arroyos que desembocaban en su hoya, y donde evidentemente se estableció un ambiente físico y biológico muy parecido al que se instaló en el tramo terminal de los arroyos que desembocan directamente en el Atlántico. En los bordes mismos del gran estuario, por lo menos hasta donde la mezcla de aguas marinas determinó una salobredad análoga a la que hoy rige en el mismo estuario a la altura de Punta Piedras, en la Argentina, y de Montevideo, en la República Oriental del Uruguay, se verificó, en cambio, un régimen propio cuyas características quedan grabadas en aquella serie de cordones conchiles muy conocidos a lo largo del litoral estuárico, por lo menos desde el extremo sur de la Ensenada de Samborombón hasta la misma ciudad de Buenos Aires.

La distribución y la conformación de estos cordones varía según las condiciones morfológicas de la costa y de la playa sobre la cual se depositaron. Al pie de las costas acantiladas la sedimentación de las conchillas se efectuó en forma de depósito único, más o menos ancho y espeso; en los amplios displayados, en cambio, ella se realizó en forma de cordones múltiples, escalonados a lo largo del declive a distancias variables (fig. 1). Estas distancias, que hoy corresponden a los vallecitos entre las elevaciones conchiles cubiertas de humus y que, a menudo, están revestidas por montes de Tala, son tanto mayores cuanto más suave fué el declive de la playa, indicando fases de retroceso estuariano cuya amplitud horizontal aparece tanto mayor cuanto menos es la inclinación de la playa a lo largo de cuya pendiente las aguas se retiraron.

Es fácil de inferir que mientras durante la fase transgresiva de este período oscilatorio se depositaron los limos del Querandinense, los cordones conchiles sólo pudieron depositarse durante la subsiguiente fase re-

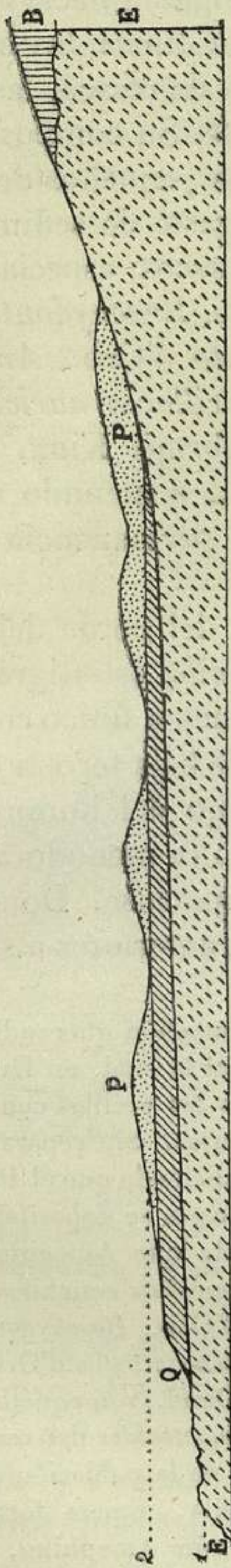


Fig. 1. — Borde del estuario platense en los alrededores de Punta Piedras: E, Ensenadense; B, Bonaerense; Q, Querandinense; P, Cordones conchiles del Platense (recubiertos de humus y de monte de Tala); 1, nivel de baja marea; 2, de alta marea. Perfil esquemático.

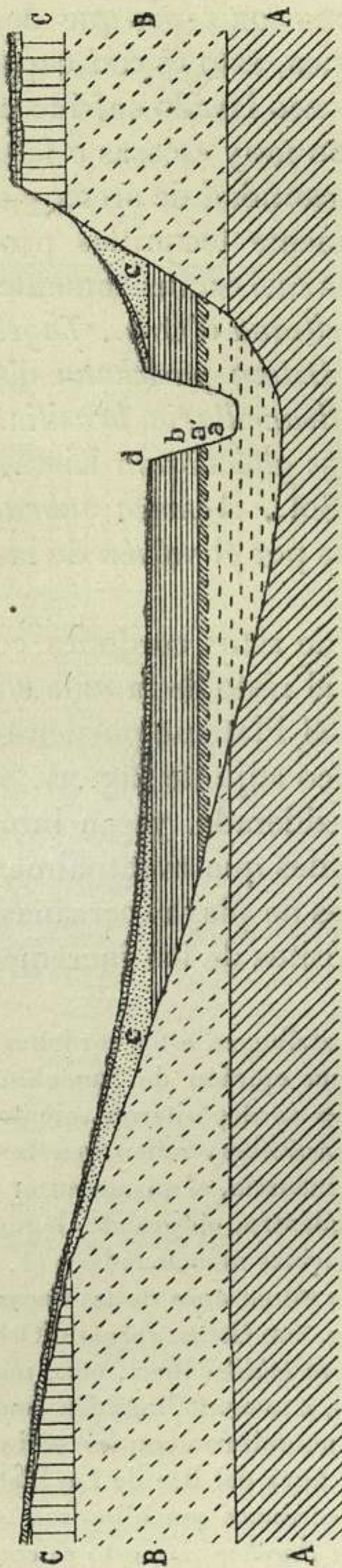


Fig. 2. — Perfil esquemático a través de un cauce de la zona litoral atlántica de la provincia de Buenos Aires. Serie pampiana (alta terraza): A, Chapalmalense; B, Ensenadense; C, Bonaerense. Serie postpampiana (baja terraza): a, Lujanense; a', Querandinense; b, Platense; c, Sedimentos recientes post-platenses; d, Humus actual.

gresiva del Platense, es decir cuando las aguas pudieron abandonar las acumulaciones que la marejada construía durante las fases de subsistencia¹. Y de acuerdo con este origen ellos, en corte transversal, muestran una estratificación oblicua con capas que descienden y se adelgazan hacia el lado de la hoya estuárica, esto es con capas conformadas en típica textura de marea. Por el intenso lavado sufrido por estos depósitos de resaca, las Diatomeas en ellos son muy escasas o faltan completamente. Su composición, además de cierta cantidad de arena y de escasos rodados pequeños de tosca calcárea (generalmente tosquillas procedentes del desgaste de sedimentos loessoides), resulta casi exclusivamente de valvas de moluscos, especialmente de *Macra isabelleana* d'Orb., *Tagelus gibbus* Spengl., *Brachydontes domingensis* Lam., *Ostrea puelchana* d'Orb., *Ostrea spreta* d'Orb., *Arca bisulcata* Lam., *Olivancillaria brasiliana* Lam., *Olivancillaria auricularia* Lam., *Buccinanops globulosum* Kien., *Buccinanops deformis* King, *Cymbiola brasiliana* Sol., *Acmaea subrugosa* d'Orb., etc., a menudo más o menos desgastadas por el vaivén de las olas durante su permanencia en la playa.

Prescindiendo de estos cordones conchiles, propios del borde del gran estuario, en todo el resto de la zona considerada la posición estratigráfica y la conformación del Platense pueden reducirse a un esquema único como el que indica el gráfico adjunto (fig. 2). Sus depósitos, en la baja terraza (post-pampiana) ya considerada, yacen inmediatamente debajo del humus o de formaciones recientes que eventualmente lo recubrieron (a menudo arenas eólicas procedentes de playas cercanas) y arriba del Lujanense. Donde alcanzaron los depósitos de los incrementos estuarianos anteriores a su for-

¹ Algunos autores atribuyen estos cordones conchiles a la sedimentación querandinense, siguiendo una antigua opinión de Ameghino (1, pág. 38), según la cual, en La Plata, las capas de conchillas se depositaron mientras en Buenos Aires las arcillas con *Azara labiata* (= *Erodona mactroides*) rellenaban la cuenca del río Matanzas. Sin reparar en la contradicción en que incurría, el mismo autor poco adelante sigue diciendo que el Platense se acumulaba tierra adentro, en grandes lagunas, «mientras en la costa se depositaban los bancos de conchas marinas mencionadas» (1, pág. 39). Es evidente que Ameghino confundiera los depósitos estuarianos de las bocas fluviales con los depósitos conchiles de La Plata. Estos depósitos, con *Ostrea spreta* d'Orb., *Mytilus platensis* d'Orb., *Brachydontes rodriguezi* d'Orb., *Pitaria lahillei* Iher., etc., mezclados con *Littoridina australis* d'Orb., *Tagelus gibbus* Spengl. y, a menudo, también con *Erodona mactroides* Daud., son aquellos que, en realidad, deben sincronizarse con los sedimentos con *Erodona mactroides* del cauce del río Matanzas y de la hoya del Río de La Plata hasta más arriba de la población de San Pedro; mientras los cordones conchiles son sincrónicos con aquella «espesa formación lacustre con *Hydrobia Parchappi*», esto es con el Platense que, según Ameghino, cubrió los anteriores depósitos «a lo largo de las barrancas del curso inferior de casi todos los ríos y arroyos de la provincia» durante la sucesiva fase de «levantamiento lento del suelo». Y no puede ser de otra manera, porque es obvio que semejantes aparatos litorales, acumulados durante una fase de subsistencia de un movimiento transgresivo, habrían sido barridos por las olas en una fase subsiguiente de incremento estuariano o marino; mientras es también obvio comprender que los mismos aparatos son abandonados, ahí donde se formaron, a cada reincidencia del movimiento regresivo de las aguas.

mación, entre el Platense y el Lujanense, se intercalan los sedimentos del Querandinense en forma de una cuña que va adelgazándose tierra adentro, hasta desaparecer por confundirse con los depósitos terminales del Lujanense, que representan sus equivalentes continentales. Al estado actual de nuestros conocimientos una interesante excepción sólo puede hacerse para el Platense del tramo terminal del río Quequén Grande en las inmediaciones del puerto de Quequén (Necochea), donde condiciones morfológicas favorables han permitido la sedimentación y la conservación de sedimentos

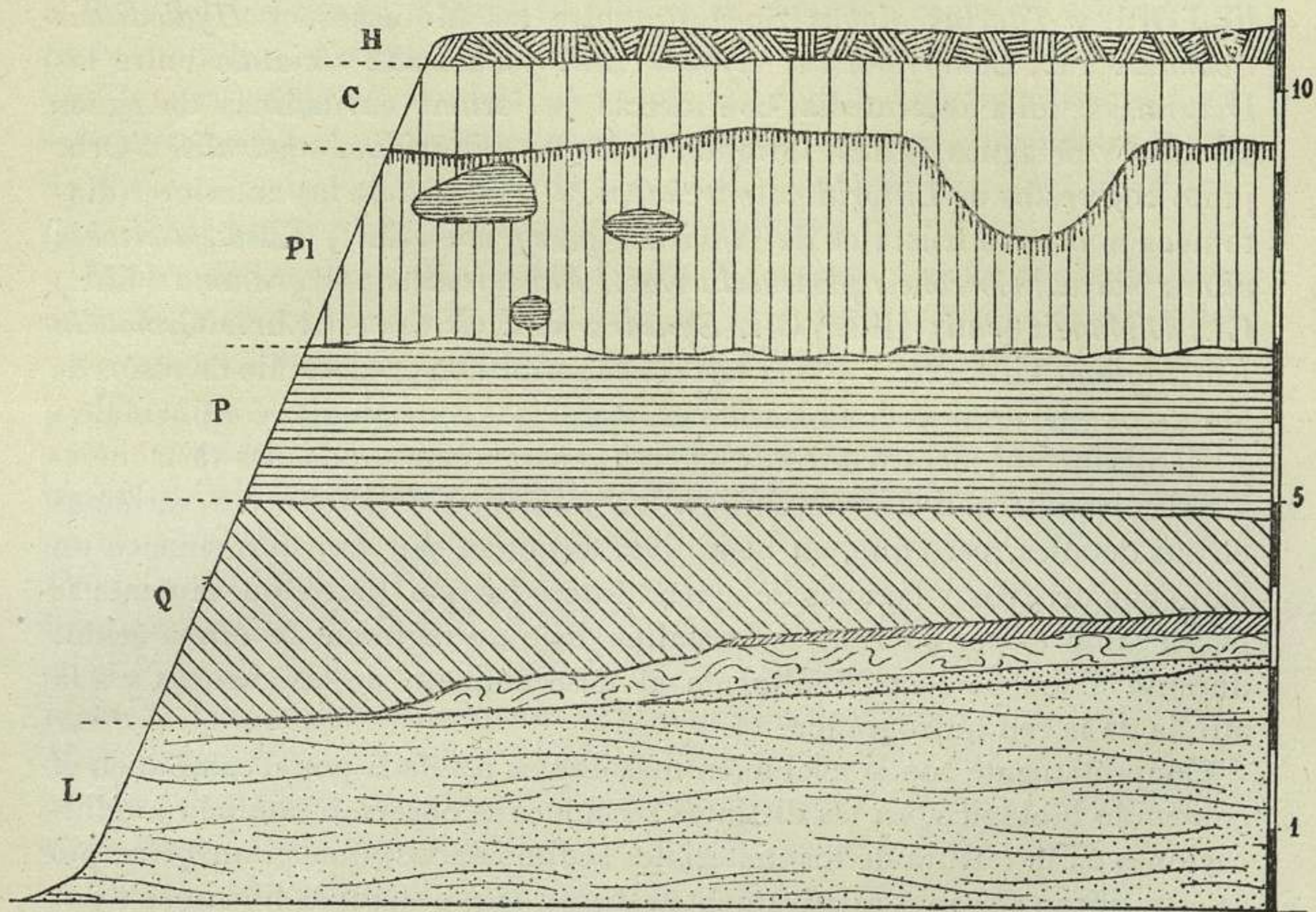


Fig. 3. — Corte artificial para la bajada al puerto de Quequén (1924) : L, Lujanense ; Q, Querandinense ; P, Platense tripoláceo ; Pl, Platense loésico (recubierto por costra calcárea) ; C, Cordobense ; H, Humus. Perfil esquemático. (Escala en metros).

loésicos de acumulación posterior a los depósitos tripoláceos de los deltas platenses. En efecto, como ya indiqué en 1928 (10, págs. 96-97), sobre los limos del Platense con *Littoridina parchappi* d'Orb., *Chilina parchappi* d'Orb. y *Tagelus gibbus* Spengl., siguen dos mantos de loess (fig. 3): uno inferior, más espeso (2-3 m), de materiales homogéneos pulverulentos, encerrando todavía raros restos de la fauna pampiana (*Sclerocalyptus*); y otro superior, más delgado, (50 cm a 1 m), de loess arenoso. Este ejemplo, hasta hoy único, ofrece un interés especial por cuanto demuestra que, si bien en medida escasa y ordinariamente en situación precaria, también en la zona del litoral, después de la formación de los sedimentos tripoláceos deltaicos, siguió la acumulación del loess eólico que, cerca de las sierras

del Oeste argentino, formaron los espesos mantos loésicos del Platense y del Cordobense¹.

Alguna otra excepción de menor cuantía será considerada en los perfiles de la parte especial.

En cuanto a su composición, también podemos ajustarnos a un esquema general en que el Platense de esta zona teóricamente es susceptible de dividirse en tres secciones sucesivas: una inferior, con predominio de despojos de organismos de aguas todavía bastante salobres, como *Littoridina australis* d'Orb. y *Tagelus gibbus* Spengl., entre los Moluscos, y *Hyalodiscus Schmidtii* Fr., *Campylodiscus clypeus* Ehr. y *Surirella striatula* entre las Diatomeas; una intermedia, con mezcla de formas eurihalinas de aguas salobres y de aguas dulces, llevando restos de *Littoridina australis* d'Orb. junto con restos de *Littoridina parchappi*, y frústulos de las anteriores diatomeas junto con frústulos de *Navicula peregrina* (Ehr.) Kütz., *Nitzschia vitrea* Norm., *Cocconeis placentula* Ehr., *Anomoeoneis polygramma* (Ehr.) Cl., *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *Synedra ulna* (Nitzsch.) Ehr., *Cyclotella Kützingiana* Thw., etc.; y una tercera superior con predominio de restos de Moluscos y Diatomeas de aguas dulces, mezcladas con halófilas continentales.

Naturalmente, dentro de este esquema general, caben todas las variaciones y todas las alternativas comunes en los ambientes deltaicos, tan variantes en sus detalles, pero que, en definitiva, terminan por transformarse en un bajío con arroyos y lagunas de aguas dulces las que luego nuevamente se hacen salobres por concentración salina bajo un régimen de clima árido, durante el cual se llega finalmente al desecamiento de las cuencas y a la atrofia de la red hidrográfica.

Conjuntamente con la evolución mesológica revelada por el cambio en el contenido biológico, en las distintas secciones se observan también modificaciones en la textura de los materiales sedimentados, que en un principio se estratifican en capas relativamente espesas, luego en capas finísimas y por fin en una masa de estratificación indecisa o sin vestigios de estratificación. En la sección media no es raro hallar delgadas capas de materiales turbosos (generalmente turba de Ciperáceas), o de materiales sapropelíticos que tienen más o menos en negruzco las diferentes capitas, pequeñas concreciones calcáreas a veces en coliflor como formadas alrededor de pequeñas matas de musgos, o cristalizaciones de yeso en rosetas.

¹ En la publicación citada (10) el loess del manto inferior está indicado con el nombre de Quequense. Renuncié luego a este término local por considerarlo superfluo. En efecto, como rectificué oportunamente (18, pág. 4; 19, pág. 10), en el perfil del puerto de Quequén tenemos una confirmación de que el Platense es un horizonte eminentemente loésico, esto es, como en otras partes de la vasta región loésica argentina, de acumulación bajo un régimen de clima seco, pero precedido por una breve fase de clima húmedo, durante la cual en el interior se depositaron limos de cuencas y de cauces y en la boca de los ríos y arroyos del litoral los característicos sedimentos tripoláceos deltaicos de que nos estamos ocupando.

Entre sus materiales pelíticos, además de los frústulos de las Diatomeas, el microscopio descubre caparazones de Crisostomatáceas (especialmente en la sección superior de facies palustre), espículas de Esponjas generalmente de aguas dulces, células silíceas de Gramíneas, vidrios volcánicos ácidos, gránulos de minerales diversos pero especialmente de cuarzo (hasta arena muy fina) y partículas de silicados amorfos como los que forman la masa fundamental del loess, en evidente incremento hacia la parte superior del depósito. Entre estos elementos, los vidrios volcánicos, especialmente hacia el final del sedimento, a veces se reúnen en capitas o capas de cenizas volcánicas blancas. En casos especiales (región de la desembocadura del arroyo Chocorí y baja terraza del curso inferior del río Quequén Grande), en esta parte terminal aparecen también pequeños rodados elipsoidales (hasta de dos centímetros y algo más de mayor diámetro) de pómez liparítica, cuya procedencia plantea un interesante problema.

Dentro de los limos tripoláceos los fósiles macroscópicos consisten casi exclusivamente en restos de Moluscos, de Ostrácodos y de Charáceas (tallos y oogonios) a veces en cantidad extraordinaria. Entre los Moluscos, las especies ya mencionadas son las más frecuentes y las más comunes. Pero, a veces, entre los Moluscos de aguas dulces, a las cáscaras de *Littoridina parchappi* d'Orb., se agregan también *Planorbis peregrinus* d'Orb., *Chilina parchappi* d'Orb., *Succinea meridionalis* d'Orb., *Ancylus culicoides* d'Orb., *Physa rivalis* Mat. et Rack., etc.; entre los Moluscos salobres de la sección inferior, además de *Tagelus gibbus* Speng. y *Littoridina australis* d'Orb., en el Platense de la desembocadura de los arroyos que desaguan directamente al Atlántico, a veces aparecen raros restos de *Mytilus platensis* d'Orb., *Mactra isabelleana* d'Orb., *Cymbiola brasiliana* Sol., etc., como formas accidentales. Cerca del extremo oriental de la sierra de Ventana pueden aparecer también algunos ejemplares de *Strophocheilus orbigny* Doer.

Numerosos yacimientos platenses de esta zona fueron ya descritos en detalle por mí en varias oportunidades (9, págs. 395-399; 10, págs. 24-47 y 97-107; 12, 108-116), y otros serán mencionados más adelante, en la parte especial.

B — Zona pampeana

Comprendo en esta zona todos los yacimientos tripoláceos platenses que se encuentran distribuidos por la vasta llanura pampásica, al interior de la franja abarcada por la zona anterior. En general se trata de sedimentos de lagos de poca profundidad, esto es de lago-pantanos, recubiertos directamente por el humus actual y cuyo conocimiento sólo se alcanza accidentalmente al ser afectados por laboreos o por la excavación de eventuales torrenteras. Pero también son sedimentos fluvio-lacustres que, durante la fase actual de rejuvenecimiento erosivo, han llegado a formar parte de las bajas terrazas que bordean los cauces de los escasos ríos y arroyos que

cruzan la grande llanura. Entre ellos, por extensión del concepto abarcado por el término Pampasia, incluyo también los yacimientos entrerrianos.

En la provincia de Buenos Aires, evidentemente área de más abundantes lluvias, especialmente a comienzos del Platense, sus depósitos lacustres llegan a formar un verdadero trípoli con Moluscos y Diatomeas de aguas dulces: con predominio de *Planorbis* (*P. peregrinus* d'Orb., *P. tenagophilus* d'Orb. y *P. anatinus* d'Orb.) y *Ancylus* (*A. concentricus* d'Orb.) entre los Moluscos y de los géneros epifíticos *Fragilaria* y *Ephithemia* entre las Diatomeas. Más al Norte, en entre Ríos y centro de la provincia de Santa Fe, los mismos sedimentos reflejan, en cambio, un régimen de clima más seco con formación de pantanos cuyos depósitos, más escasamente tripoláceos y con despojos de organismos en gran parte más o menos halófilos, revelan ambientes menos favorables a la vida de aguas dulces puras: entre sus Moluscos, junto con las especies anteriores, predomina *Littoridina parchappi* d'Orb. y a menudo aparece *Ampullaria canaliculata* d'Orb. y otras especies de aguas pantanosas; y entre las Diatomeas oligohalobias indiferentes figuran, en mayor o menor proporción, especies de aguas salobres, como *Campylodiscus clypeus* Ehr., *Synedra platensis* Freng., *Terpsinoë musica* Ehr., etc. En fin, todavía más al Norte, en las zonas septentrionales de Santa Fe y Entre Ríos y en la región chaqueña, los depósitos lacustres del Platense asumen francamente el aspecto de sedimentos de pantanos con raros restos de Moluscos (*Ampullaria* y *Littoridina*) y de Diatomeas halófilas: en estos casos además de los vidrios volcánicos ácidos, su abundante fracción silícea es proporcionada por células de Gramíneas, caparzones de Crisostomatáceas, escamas de Tecamebianos y gránulos de cuarzo.

Dentro de esta última zona, un caso particular está representado por el Platense de Mar Chiquita de Córdoba, en proximidad del límite occidental de la provincia de Santa Fe, en cuyos sedimentos, de aguas evidentemente ya saladas, si bien no en la medida actual, los Moluscos acuátiles están reemplazados por despojos de *Succinea meridionalis* d'Orb., que vive en las paredes húmedas, y accidentales de pulmonados terrestres (*Plagiodontes daedaleus* Desh. y *Eurycampta tranquelleonis* Grat.) y, entre las Diatomeas indiferentes y halófilas, al parecer accidentales, aparecen formas neríticas marinas, especialmente *Melosira (Paralia) sulcata* que constituye la especie predominante.

Por lo que concierne a los depósitos fluvio-lacustres del Platense de las terrazas fluviales, también pueden distinguirse aquellos del curso medio de los arroyos que desembocan en el Atlántico y de los afluentes del río Paraná desde la latitud de la ciudad de Santa Fe, aguas abajo, hasta la ciudad de Buenos Aires (ríos Salado de Santa Fe, Carcañar, Matanzas, etc.) de aquellos del curso alto de los mismos ríos y de los cauces que corren más al Norte de la latitud de Santa Fe. Mientras éstos, tienen un carácter que mucho los aproxima a los depósitos lacustres de parajes más o menos

próximos en la misma zona, aquéllos pueden considerarse como una continuación directa de los sedimentos platenses de la zona litoral con difusión progresivamente menguante de especies diatómicas halófilas y hasta mesohalobias procedentes de la región de boca.

Me ocupé ya de algunos yacimientos propios de esta zona (12, págs. 104-116; 16, págs. 94-95; 17, pág. 129; 21, pág. 22, nota) y otros serán considerados en la parte especial.

C — Zona serrana

En la zona serrana comprendo los yacimientos tripoláceos que se observan en el ámbito de las Sierras Centrales (Córdoba y San Luis) y en las Sierras del Noroeste Argentino en cuyas depresiones y en cuyos cauces se insinúa la formación loésica y con ella también el Platense en la facies que estamos considerando. En las regiones ocupadas por los demás cordones serranos, inclusive las laderas orientales de la Cordillera andina, no conozco sedimentos platenses de facies tripolácea.

Dentro del ámbito considerado, el Platense también forma depósitos lacustres y sedimentos de terraza. Los depósitos lacustres se acumularon en pequeños bolsones, esto es, en pequeñas cuencas intermontañas cerradas (endoreicas), a menudo posteriormente captadas y surcadas por la fase de ahondamiento erosivo reciente. En estas cuencas, contrariamente a lo que vimos ocurrir en los ambientes deltaicos del litoral, a consecuencia del desecamiento del clima que luego favoreció la acumulación del loess platense, los sedimentos tripoláceos de este horizonte denuncian claramente un cambio progresivo de ambiente biológico que de un lago de aguas dulces paulatinamente se transforma en un pantano de aguas turbias, más o menos salobres, y finalmente en salar seco. En efecto, en un principio sus capas ricamente diatomíferas, contienen restos de Moluscos (*Lymnaea*, *Planorbis*, *Succinea*) y sobre todo Diatomeas (*Pinnularia*, *Navicula*, *Achnantes*, *Cocconeis*, *Synedra*, *Melosira*) de aguas dulces casi puras; luego, mientras estos elementos van menguando, aparecen formas evidentemente halófilas hasta mesohalobias, como *Mastogloia elliptica* (Ag.) Grun. y *Hyalodiscus Schmidtii* Freng. Finalmente desaparecen también éstas, persistiendo sólo algunos helobiontes, especialmente Crisostomatáceas.

Un ejemplo muy patente de la evolución física y biológica de estas cuencas fué ya ilustrado oportunamente (33)¹.

Los sedimentos tripoláceos de las terrazas de la zona serrana muestran

¹ Una evolución análoga se observa también en los sedimentos de trípoli lacustre más al norte, en la alta región de la Puna (12, 13). Si bien condiciones análogas han de realizarse también en las cuencas que corresponden al territorio argentino, los casos conocidos hasta ahora se hallan todos en la Puna chilena (Calama, Ollagüe, Punta Negra, Atacama).

caracteres semejantes a los sedimentos análogos de la llanura. Son, sin embargo, supeditados a condiciones derivadas de su situación en regiones de montaña, condiciones tanto más propias cuanto más el depósito se formó cerca de la masa orográfica. Las relaciones cambian especialmente con respecto a los sedimentos que los soportan y los recubren. Como en el dominio de la llanura aquí también el Platense ocupa una posición intermedia entre sedimentos que podemos homologar con el Lujanense del Litoral y sedimentos recientes. Pero, por lo que al Lujanense se refiere, los materiales de este horizonte a menudo son arena y cascajos de torrentes o de conoides traídos de las laderas de los cerros, esto es, materiales psefiticos y psamíticos que sólo van mermando hacia la llanura donde paulatinamente son reemplazados por materiales pelíticos hasta transformarse en los limos loessoides grises o pardos, más o menos arenosos, con tosquillas y costras calcáreas intercaladas, que mucho se parecen a los limos de este horizonte en su yacimiento típico. Y, por lo que corresponde a los sedimentos modernos, además del humus, también a menudo arenoso o guijarroso, el Platense tripoláceo puede recubrirse por restos no lavados de loess que corresponden al manto eólico de la fase final de la misma sedimentación platense o de la sucesiva fase cordobense.

En cambio, entre estos depósitos, el Platense tripoláceo a menudo conserva su facies típica. Si bien a veces él también puede incluir, especialmente en su base, una cierta fracción de arena y guijarros, la masa del depósito queda constituida por sus clásicos limos livianos, porosos, más o menos calcaríferos, de color gris claro, con restos de moluscos acuáticos, accidentalmente mezclados con restos de moluscos terrestres, y con gran cantidad de despojos de Diatomeas y de otros restos orgánicos microscópicos. Los moluscos más frecuentes aquí son *Planorbis peregrinus* d'Orb., *Planorbis anatinus* d'Orb., *Lymnaea viatrix* d'Orb., *Succinea meridionalis* d'Orb., *Littoridina montana* Doer., *Physa rivalis* Mat. et Rack., *Scolodonta semperi* Doer., *Plagiodontes daedaleus* Desh. *Gastrocopta miliola* d'Orb., *Vertigo* sp. y *Adelopoma tucma* Doer. Las Diatomeas son especies de aguas dulces con mezcla de proporciones diferentes de halófilas y helófilas variables en relación con la cantidad de sales traídas por el lavado meteórico o en relación con el progresivo desecamiento del clima. Pero, entre ellas nunca aparecen formas de aguas francamente salobres.

Un ejemplo interesante entre muchos puede observarse en las márgenes del río Conlara a la altura de la población de Santa Rosa (Pisco Yacú), San Luis (véase parte especial). Un caso particular de Platense en terrazas de montaña fué ilustrado ya por mí (20, págs. 523-524, fig. 181) para el arroyo de Tiopunco en el Valle de Santa María.

Además de los sedimentos considerados, especialmente en las vastas terrazas de la hoya del río Primero en Córdoba, dentro del Platense conviene recordar también un tercer tipo de depósitos, que se intercalan en la serie loésica en forma de lentes y que corresponden a limos de pantanos preca-

riamente instalado sobre los amplios rellanos de la planicie y de las terrazas al comienzo de la sedimentación del Platense. Son limos loessoides, a menudo con fina estratificación psilógena, que también se caracterizan por contener gran cantidad de vidrios volcánicos ácidos (capa *c* de Doering, 7,

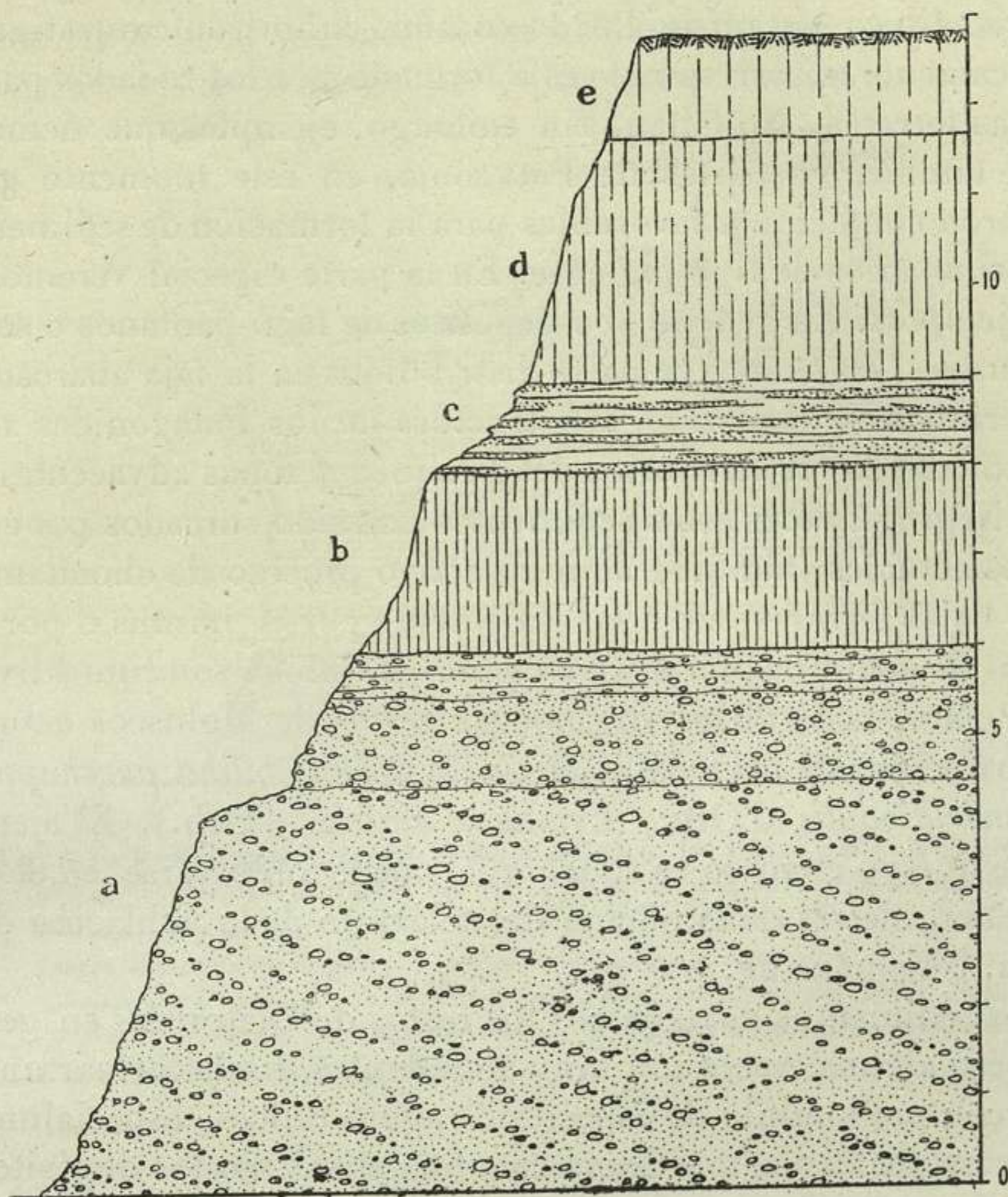


Fig. 4. — Perfil esquemático de la terraza media de la hoya del río Primero en la ciudad de Córdoba, fondo de calle Moreno : *a*, Aluviones del Ensenadense ; *b*, loess del Bonaerense ; *c*, sedimentos de pantano de la base del Platense ; *d*, loess del Platense ; *e*, loess del Cordobense. (Escala en metros).

pág. 176), restos de Moluscos (*Planorbis peregrinus* d'Orb., *Succinea meridionalis* d'Orb., *Plagiodontes daedaleus* Desh., etc.) y frústulos de Diatomeas helófilas y aerófilas, principalmente.

El perfil adjunto (fig. 4), que reproduce esquemáticamente el corte de la terraza media de la margen derecha del río Primero al fondo de la calle Moreno de la ciudad de Córdoba, dará una idea de la posición estratigráfica de este nivel.

D — *Zona patagónica*

En la vasta región patagónica existen depósitos equivalentes al Platense de las demás regiones argentinas; pero los limos tripoláceos que caracterizan su facies típica son raros. Por lo común, el horizonte estratigráfico que cronológicamente le corresponde está formado por los rodados patagónicos de las bajas terrazas. No faltan, sin embargo, ejemplos que demuestran el hecho que también en partes de Patagonia, en este momento geológico, sobrevinieron condiciones favorables para la formación de sedimentos cineríticos y tripoláceos de tipo platense. En la parte especial veremos algunos de estos ejemplos. En general son depósitos de lago-pantanos o sedimentos fluvio-lacustres, en su mayor parte distribuidos en la faja abarcada por los relieves serranos esculpidos en la estructura de los Patagónides de Keidel y especialmente en los territorios del Neuquén y zonas adyacentes del Chubut y Río Negro. A veces estos sedimentos han sido surcados por el cauce de los arroyos actuales (también aquí en activo proceso de ahondamiento) en forma de bajas terrazas cubiertas solamente por el humus o por delgados sedimentos de acumulación muy reciente. También son limos livianos, de color gris claro, con vidrios volcánicos, restos de Moluscos actuales pero hoy desaparecidos de las localidades próximas (*Chilina parchappi* d'Orb., *Succinea meridionalis* d'Orb., *Lymnaea viatrix* d'Orb.). El ejemplo más interesante que yo conozco es aquel que puede observarse en el cauce del arroyo Sañicó, detrás de la oficina del telégrafo de la población de Piedra del Águila, Neuquén (fig. 5).

En estos sedimentos patagónicos los restos de Diatomeas en general son escasos, pero algunas veces son muy abundantes, hasta formar un verdadero trípoli con predominio de especies de aguas dulces, especialmente en la parte inferior del depósito. Como en otras zonas, en los depósitos que alcanzan mayor espesor, sus materiales son bien estratificados en capas delgadas hasta cerca de su tercio superior, donde la estratificación cada vez se hace más borrosa hasta desaparecer por completo. Al mismo tiempo, aumentan las especies halófilas y los helobiontes. En los depósitos menores (22) sus materiales tienen el carácter de sedimentos de pantanos, a veces de considerable extensión pero de muy escasa profundidad, cuya abundante fracción silícea pelítica al lado de pocas Diatomeas tiene una más elevada proporción de células de Gramíneas y caparzones de Crisostomatáceas.

La relativa frecuencia de estos depósitos, donde hoy sólo existen sedimentos de mallines y lagos salados sin Diatomeas, si bien no siempre importantes desde el punto de vista diatomológico, concurren a demostrar que en todo el territorio argentino, desde la Puna hasta Patagonia, al comienzo del Platense cundió un régimen de clima mucho más húmedo que el actual.

Como en la zona litoral, también en la costa patagónica existen casos de deltas platenses, con abundante desarrollo de una flórmula diatómica; deltas

que, como en el litoral de la provincia de Buenos Aires, reemplazaron las hojas estuarianas del Querandinense al iniciarse el actual levantamiento de la costa. Un ejemplo de los depósitos diatomíferos que se acumularon en tal circunstancia fué ya analizado por mí en Bahía Sanguinetti, Santa Cruz (14, págs. 28-34). Debido a la gran altura a que llega la pleamar patagónica, el ambiente de su sedimentación más que deltaico evidentemente revistió los caracteres de *Wadden* periódicamente alcanzados por las aguas

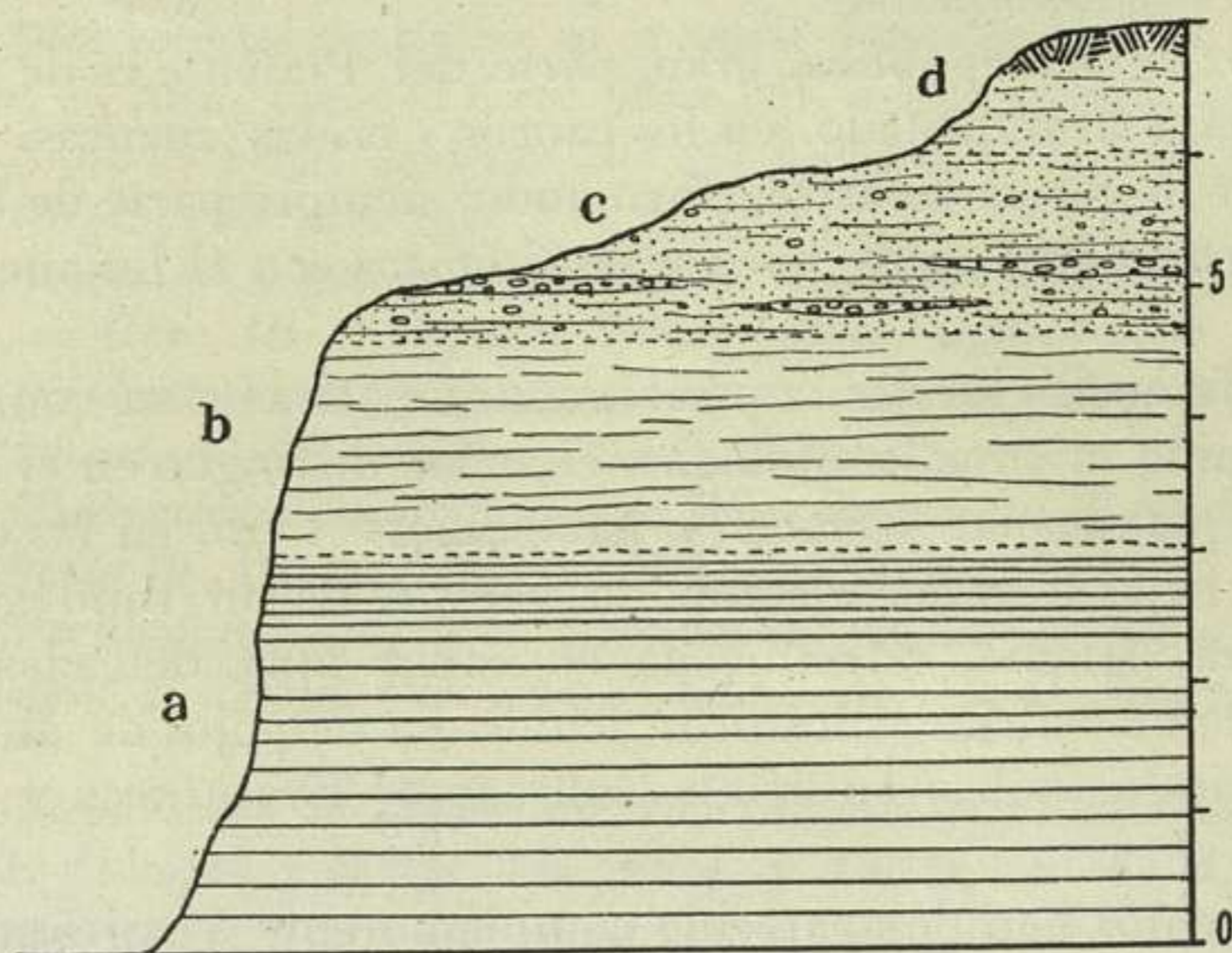


Fig. 5. — Perfil esquemático del Platense del cauce del arroyo Sañicó cerca de la oficina del telégrafo de Piedra del Aguila (Neuquén) : a, limos tripoláceos estratificados, grises, con *Succinea meridionalis*, superiormente en capas finas con concreciones travertinosas ; b, limos tripoláceos grises, subestratificados, con *Succinea meridionalis* ; c, limos tripoláceos grises, arenosos, con lechos delgados de gravas y rodados pequeños esparcidos ; d, limos arenosos gris-parduscos con *Chilina parchappi*. (Escala en metros).

marinas y, por lo tanto, de un ambiente en que las Diatomeas de aguas dulces traídas por los ríos se mezclan abundantemente con Diatomeas de aguas saladas traídas por el mar.

Resumen. — El « Piso platense », fundado por A. Doering, en 1882, y caracterizado por F. Ameghino, en 1889, representa uno de los términos estratigráficos más característicos del Holoceno argentino. Originariamente fué definido en las inmediaciones de la ciudad de Buenos Aires y en el litoral atlántico de la provincia bonaerense ; pero sedimentos isópicos pudieron luego reconocerse en toda la República Argentina.

En el litoral bonaerense, descansa sobre el Lujanense, directamente o, en el tramo de boca de los ríos y arroyos que desaguan en el Atlántico, por intermedio de los sedimentos de los estuarios transitorios que, al final del ciclo sedimentario lujanense, constituyen el Querandinense. A su vez está recubierto por restos del Cordobense de facies arenosa o arenoso-loésica, o directamente por el humus, cuando estos sedimentos superficiales fueron destruídos.

Junto con el Lujanense y el Cordobense, el Platense forma parte del relleno sedimentario de amplios cauces excavados en la serie pampiana, pleistocena, por una fase de reactivación erosiva provocada por un movimiento de ascenso continental acaecido después de la sedimentación del loess del Bonaerense, y luego rellenados por una sucesiva fase de descenso, que siguió hasta tiempos muy recientes. El levantamiento actual, especialmente sensible en la zona costera de la provincia de Buenos Aires, ha provocado el ahondamiento de los cauces actuales en estos sedimentos de relleno holocénico, y los ha entallado en forma de baja terraza (terrazza post-pampiana).

En el interior de la República, gran parte del Platense es de facies loésica, pero siempre está acompañado, en los cauces y en las cuencas, por una facies fluvial, lacustre o fluvio-lacustre, formando siempre parte de la baja terraza, como piso intermediario entre horizontes isópicos con el Lujanense y el Cordobense.

En base a diferencias locales, especialmente relativas a su composición petrográfica y contenido micropaleontológico el autor distingue en el Platense cuatro zonas: litoral, pampeana, serrana y patagónica. Pero, en las cuatro zonas, el Platense de las bajas terrazas se compone siempre de un limo generalmente de color gris-ceniza, friable, estratificado en capas muy delgadas, más o menos calcaríferos, rico en vidrios volcánicos ácidos, en despojos de Moluscos de agua dulce, de especies actuales, en células silíceas de Gramíneas y en frústulos de Diatomeas.

En sus sedimentos han desaparecido completamente o casi completamente los restos de aquella fauna de grandes Mamíferos pampianos, todavía muy abundantes y bien característicos en el subjacente Lujanense; y han sido reemplazados por restos de Mamíferos de la fauna actual.

Su riqueza en frústulos de Diatomeas constituye otra de las características de este horizonte holoceno. Al significado de este hecho el autor dedica especial atención y, para su mejor interpretación, le dedica un trabajo especial, que se publica en la Sección paleontológica de esta Revista.

LISTA BIBLIOGRÁFICA

1. Ameghino F., *Contribución al conocimiento de los Mamíferos fósiles de la República Argentina*, en *Actas Academia Nac. Cienc. Córdoba*, VI, Buenos Aires, 1889.
2. Ameghino F., *Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie*, en *Anal. Museo Nac. Buenos Aires*, XV, Buenos Aires, 1906.
3. Ameghino F., *Las formaciones sedimentarias de la región del litoral de Mar del Plata y Chapalmal*, en *Anal. Museo Nac. de Bs. Aires*, 3º ser., X, 343-428, Buenos Aires, 1909.
4. De Carles E., *Relación acerca de los yacimientos fosilíferos de arroyo Frias y sedimentos de las barrancas del río Paraná al norte y sur de Santa Fe*, en *Anal. Museo Nac. Bs. As.*, XXIII, 245-252, Buenos Aires, 1912.
5. Doering A., *Informe oficial de la Comisión científica agregada al Estado mayor general de la expedición al Río Negro (Patagonia)*, 3ª parte, Geología, Buenos Aires, 1882.
6. Doering A., *Estudios hidrognósticos y perforaciones artesianas en la República Argentina*, en *Bol. Acad. Nac. Ciencias*, VI-3, 259-340, Córdoba, 1884.

7. Doering A., *La formation pampéenne de Córdoba*, en *Rev. Museo La Plata*, XIV, 172-190, Buenos Aires, 1907.
8. Frenguelli J., *El problema antropogénico en relación a la formación pampeana*, Buenos Aires, 1913.
9. Frenguelli J., *Los terrenos de la costa atlántica en los alrededores de Miramar (prov. de Buenos Aires) y sus correlaciones*, en *Bol. Acad. Nac. Cienc.*, XXIV, 325-485, Córdoba, 1921.
10. Frenguelli J., *Algunos datos sobre la falla del río Paraná y la estructura de sus labios*, en *Rev. Univ. Bs. Aires*, XLIX-L, 189-272, Buenos Aires, 1922.
11. Frenguelli J., *Observaciones geológicas en la región costanera sur de la provincia de Buenos Aires*, en *Anal. Facultad Cienc. Educ.*, II, 1-145, Paraná, 1928.
12. Frenguelli J., *Sobre un perfil geológico del río Carcarañá*, en *Anal. Facultad Cienc. Educ.*, III, 101-130, Paraná, 1928.
13. Frenguelli J., *Acerca del origen de los salares de la región de los desiertos de la Puna de Atacama*, en *Gaea*, III-1, 167-186, Buenos Aires, 1928.
14. Frenguelli J., *Diatomee fossili delle conche saline del deserto chileno-boliviano*, en *Boll. Soc. Geol. Italiana*, XLVII (1928), 185-236, Roma, 1929.
15. Frenguelli J., *Observaciones estratigráficas en bahía Sanguinetti (Santa Cruz)*, en *Anales Soc. Cient. Santa Fe*, III, 237-283, Buenos Aires, 1931.
16. Frenguelli J., *Perfiles geológicos de las márgenes del río Salado (Santa Fe)*, en *Public. Museo Antropol. y Etnogr. Fac. Filos. y Letras*, ser. A, II, 83-97, Buenos Aires, 1932.
17. Frenguelli J., *Excursión a la laguna de Mar Chiquita (Provincia de Córdoba)*, en *Public. Museo Antropol. y Etnogr. Fac. Filos. y Letras*, ser. A, II, 121-147, Buenos Aires, 1932.
18. Frenguelli J., *Clasificación de los terrenos pampianos*, en *Anal. Soc. Científ. Santa Fe*, V, 1-4, Buenos Aires, 1933.
19. Frenguelli J., *El problema de la antigüedad del Hombre en la Argentina*, en *Actas XXV Congres. Intern. Americanistas*, 1932, I, 1-23, Buenos Aires, 1934.
20. Frenguelli J., *Investigaciones geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María*, en *Obra del Cincuentenario Inst. Museo Univ. La Plata*, II, 215-572, Buenos Aires, 1937.
21. Frenguelli J., *El ambiente geográfico*, en *Los aborígenes de Santiago del Estero*, 13-33, tirada aparte de *Relac. Soc. Argent. Antropol.*, Buenos Aires, 1940.
22. Frenguelli J., *Vestigios de una fase lacustre reciente en la cuenca de Salina Chica en península Valdez*, en *Gaea*, VII, 65-71, Buenos Aires, 1943.
23. Frenguelli J. y Cordini I. R., *La diatomita de Quilino (Prov. de Córdoba) su contenido y sus posibilidades de explotación*, en *Rev. Museo La Plata*, n. s., Geología, I, 67-116, Buenos Aires, 1937.
24. Rovereto G., *Studi di geomorfologia argentina, IV: La Pampa, I*, en *Boll. Soc. Geol. Ital.*, XXXIII, 75-128, Roma, 1914.
25. Rovereto G., *Terrazzi lungo le coste e i fiumi dell'Argentina*, en *Deux, Rapport Comm. Terrasses Pliocènes et Pleistocènes*, n° 16, Florence, 1930.
26. Taliaferro N. L., *The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments*, en *Univ. California Public., Bull. Dept. Geol. Sciences*, XXIII-1, 1-56, Berkeley, 1933.

CONSIDERACIONES ACERCA DE LA «SERIE DE PAGANZO»

EN LAS PROVINCIAS DE SAN JUAN Y LA RIOJA

POR JOAQUÍN FRENGUELLI

Breves excursiones en varias localidades de las provincias de La Rioja y San Juan, realizadas durante el transcurso de este año, me permiten agregar algunos datos a mis apuntes recientemente publicados acerca del Paleozoico superior del Noroeste Argentino.

Las más importantes localidades visitadas en esta circunstancia son: la Quebrada de la Herradura y la Ciénaga del Vallecito en la región de Jáchal, San Juan; y la Sierra Colorada de La Antigua, en La Rioja. Las tres localidades me habían sido señaladas por el doctor Danilo Ramaccioni, quien también tuvo la deferencia de guiarme poniendo a mi disposición, con el generoso permiso de la Dirección General de Y. P. F., los medios de la Comisión a su cargo y los amplios conocimientos adquiridos durante su larga permanencia en aquellas vastas regiones.

Posteriormente pude examinar nuevos detalles en las faldas orientales de la Sierra Chica de Zonda, San Juan, en las quebradas de Los Jejenes, del Río de la Mina (Carpintería) y de Cruz de Caña, acompañado por el señor Francisco R. Dara, ex alumno del Instituto del Museo de La Plata, quien está realizando su trabajo final de tesis en aquella región.

LA QUEBRADA DE LA HERRADURA

La Quebrada de la Herradura es un angosto valle que surca transversalmente las faldas occidentales de la Sierra de Perico al NNE de Jáchal, San Juan, unas tres leguas al Norte de la aldea de Entre Ríos. Es un afluente de izquierda de la más amplia Quebrada de la Higuera, que allí corre longitudinalmente entre las últimas estribaciones de la misma sierra, constituyendo una de las cabeceras del Río de Huaco. La Sierra de Perico, a lo largo del borde oriental de la Pampa de Jáchal (o Pampa del Chañar), entre el Cerro de la Batea y la Sierra de Huaco, forma parte del cordón oc-

cidental de aquel sistema orográfico largo y angosto, que, de Sur a Norte, se extiende desde la altura de Jáchal, hasta más allá de Guandacol, en La Rioja.

Esta larga zona serrana figura en varios mapas geológicos. En el de Stelzner (1885) sólo se analiza en su extremo austral, frente a Jáchal, en ambos lados de la profunda quebrada de Huaco, y está representada mediante dos fajas longitudinales de « Silurformation (Kalksteine u. Dolomite) », cada una acompañada en su lado oriental por una faja análoga de « Rhätische Sandsteine ».

En el mapa de Brackebusch (1891) también figura como zonas de « Caliza silúrica » en ambos lados bordeadas por fajas de « psamitas réticas? ».

El mapa de Stappenbek (1910), más detallado, a los cordones de « Siluriano », que hacia el Norte se reúnen para formar la Sierra de la Batea, agrega: al Oeste, fajas y remanentes de « Devoniano (en su mayoría Hamilton) », afloramientos limitados de « Estratos de Paganzo (Carbonífero, Permiano y Triásico con excepción del Rhet, en desarrollo terrestre) » y una faja externa de « Rodados (Schotter) dislocados de edades diferentes »; al Este, una ancha faja de « Estratos de Paganzo » y una masa eruptiva de « Pórfido y rocas semejantes »; y, entre los dos cordones silúricos, afloramientos de las diversas formaciones mencionadas y, además, una angosta zona de « Estratos calchaqueños », en su extremo meridional partida por una lista de « Andesita ».

En cambio, en el mapa de Bodenbender (1911) la masa serrana, sólo representada parcialmente y de una manera esquemática, está marcada con el color uniforme con que este autor distingue el « Terreno siluriano y devoniano (caliza, dolomita, grauvaca, etc.) ». Pero, para más detalles, Bodenbender remite a la obra de Stappenbeck sobre la Precordillera de San Juan y Mendoza, en que se publica el mapa anteriormente mencionado.

En todos los mapas citados, así como también en los croquis esquemáticos o parciales de Keidel (1921) no figura la Sierra de Perico, ni la Quebrada de la Herradura. Tampoco estas localidades se mencionan en el texto de las obras respectivas, inclusive los minuciosos y bien documentados estudios que, sobre la Precordillera de San Juan y Mendoza, publicaron Bodenbender (1896, 1902), Stappenbeck (1910) y Keidel (1921). En ellas sólo se consignan datos y perfiles geológicos de sectores serranos al Norte (Sierra de la Batea, etc.) y al Sur (Cerro del Agua Negra, Cerro del Fuerte, etc.), especialmente en las localidades de donde procedieron aquellas interesantes faunas ordovícicas y devónicas, estudiadas por Kayser, Thomas y Clarke.

Pero la localidad a que me refiero en el mapa de Stappenbeck seguramente coincide con aquella porción, al ENE de Villa Mercedes y al SSE de Espino, donde una zona devónica se acuñaría entre la masa ordovícica del Cerro de la Batea, al Este, y un afloramiento de « Estratos de Paganzo » perforado por una escama de caliza ordovícica, al Oeste.

Si de acuerdo con este mapa trazamos un perfil transversal cerca del extremo Sur de la cuña devónica, donde apenas llegan las supuestas rocas ordovícicas intercaladas, tendríamos más o menos un perfil muy parecido al que indicaré más adelante (fig. 1), pero con bancos calcáreos considerados como una escama ordovícica entre Devónico.

A partir del macizo ordovícico que forma el núcleo orográfico de la sierra, tendríamos unos 750 m de estratos devónicos, formados por grauvaca esquistosa, areniscas cuarcíticas, arcillo-esquistos, etc.; luego unos 1500 m de areniscas grises, pizarras arcillosas, seguidas (en la parte superior) por areniscas coloradas de los Estratos de Paganzo; y, finalmente, unos 800 m de conglomerados dislocados de los Estratos calchaqueños.

El perfil esquemático (fig. 1) levantado con el concurso del doctor Ramacioni a lo largo del cauce de la quebrada, en sus rasgos esenciales no difiere del perfil deducido del mapa de Stappenbeck. Aparte la nomenclatura que se adopta en mi esquema y la diferencia en los espesores de las diversas formaciones, la única discrepancia efectiva consiste en que la intercalación calcárea, que en el mapa de Stappenbeck figura como « Siluriano », en mi perfil, en cambio, está indicada como una serie de bancos calcáreos formando la parte superior de los Estratos del Tupe (Paganzo I), inmediatamente debajo de los sedimentos colorados de los sedimentos del « piso II » de los « Estratos de Paganzo » de Bodenbender que aquí llamaré « Estratos de Patquía »¹.

Esta discrepancia deriva del hecho de que no sólo los bancos calcáreos, en su aspecto, constitución y textura, difieren esencialmente de las calizas ordovícicas del abrupto núcleo del mismo cordón serrano, sino también porque en su parte inferior, se intercalan arcillo-esquistos marinos con *Syringothyris* y otros fósiles del Carbonífero.

Nuestro perfil (fig. 1), desde las abruptas laderas occidentales del núcleo ordovícico, hacia occidente muestra, en efecto, la siguiente sucesión estratigráfica.

a) Estratos de Guandacol: 300-400 m de areniscas, arcillo-esquistos, grauvacas, etc., formando una serie parecida a la que ya he descrito para la base del grupo stratigráfico del Cerro de Guandacol, y también al conjunto de sedimentos fosilíferos del Devónico, descritos por Bodenbender, Stappenbeck y Keidel en regiones montañosas próximas. En su base

¹ Dentro de la serie local de los terrenos geológicos de la provincia de La Rioja y la parte septentrional de la provincia de San Juan, propongo llamar « Estratos de Patquía » o « Patquiense » al conjunto de « estratos finos arcillosos o cuarzosos de color rojo » que Bodenbender (4, pág. 50) ha indicado como « Piso II de los Estratos de Paganzo ». Ellos tienen un amplio desarrollo en toda la región indicada, pero especialmente en la parte meridional de la provincia de La Rioja, donde forman la mayor parte de los « Cerros Colorados » que abundan en esta comarca. Tomo su nombre de Los Colorados de Patquía, en proximidad del extremo sur de la Sierra de Velasco, donde esta característica formación continental está particularmente desarrollada.

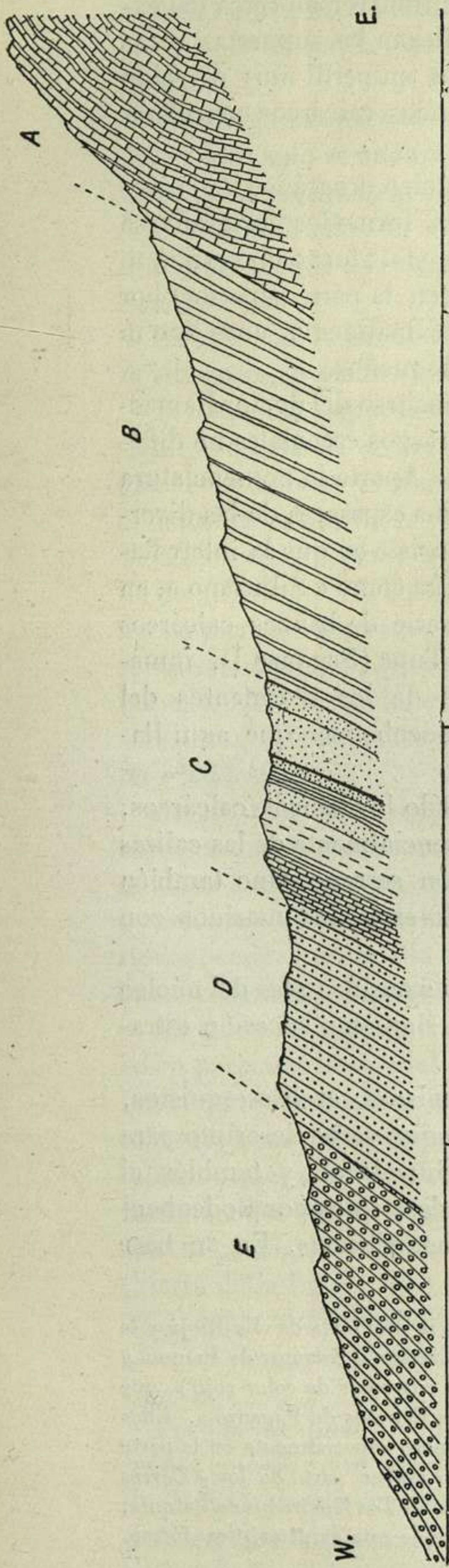


Fig. 1. — Croquis del perfil geológico de la Quebrada de la Herradura: A, Ordovícico; B, Estratos de Guandacol; C, Estratos del Tupe; D, Estratos de Patquia; E, Rodados cenozoicos dislocados. Escala horizontal 1 : 9000

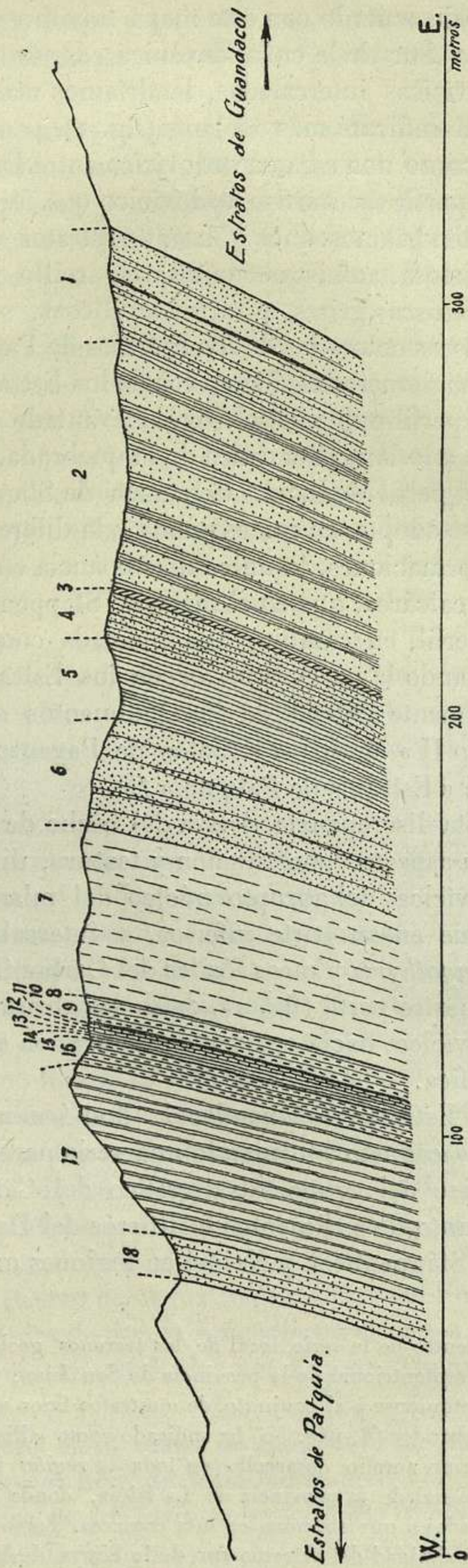


Fig. 2. — Perfil esquemático de los Estratos del Tupe en la Quebrada de la Herradura (detalle parcial del croquis anterior): 1, Arenisca con capa de carbón; 2, Arcillo-esquistos y areniscas micáceas con *Calamites peruvianus*; 3, Arcillo-esquistos con *Lepidodendron australe*; 4, Areniscas; 5, Arcillo-esquistos carbonosos con restos de Vegetales; 6, Arenisca; 7, Grauvaca con rodados estriados (Glaciario); 8, Arcillo-esquistos con *Syringothyris* (nivel inferior); 9, Arcillo-esquistos con *Syringothyris* (parte superior del anterior); 10, Arcillo-esquistos carbonosos; 11, Caliza nodulosa; 12, Marga nodulosa; 13, Caliza con *Carbonicola*; 14, Caliza con *Carbonicola*; 15, Arcillo-esquistos con *Syringothyris* (nivel superior); 16, Bancos calcáreos alternando con arcillo-esquistos; 17, Areniscas de textura entrecruzada, con lentes de gravas y gravillas en su base.

especialmente incluyen esquistos micáceos y sedimentos varvados con marlekör, característicos de un depósito glaci-lacustre.

b) Estratos del Tupe : 180-200 m de sedimentos en que es posible reconocer de abajo arriba cuatro secciones principales : 1, areniscas con *Calamites*; 2, esquistos arcillosos con *Lepidodendron*; 3, esquistos arcillosos con *Syringothyris*; 4, bancos calcáreos con arcillo-esquistos y arenisca en su parte superior.

c) Estratos de Patquía : 200 m de arenisca colorada, en su mayor parte arcosa, de grano desde muy fino hasta grueso, en parte arcillosa y en parte (especialmente hacia su base) conglomerádica, sin fósiles, formando una

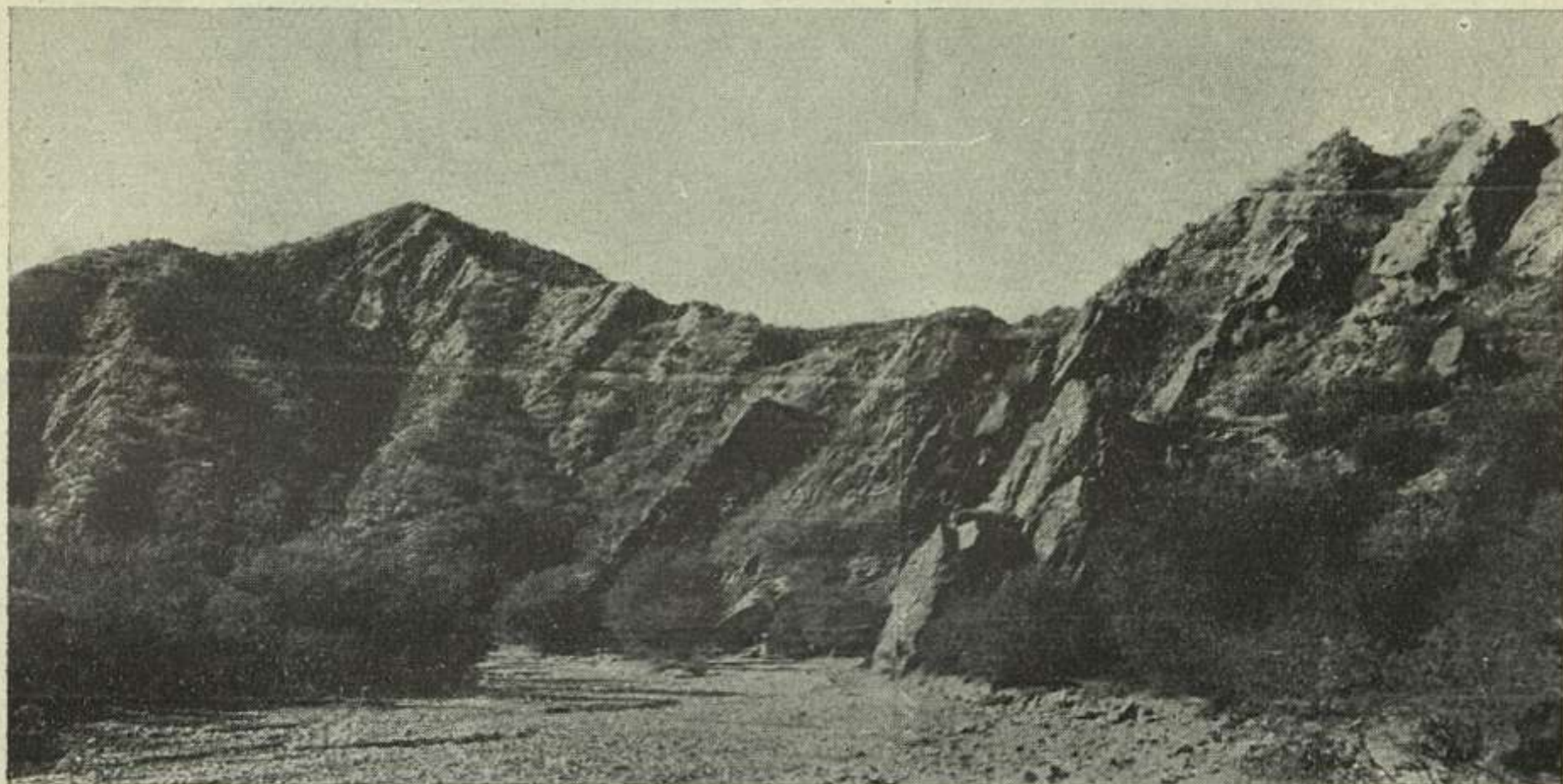


Fig. 3. — Quebrada de la Higuerra. Rodados dislocados del Cenozoico (a la izquierda) en aparente concordancia con los Estratos de Patquía (a la derecha)

serie igual a la que en regiones limítrofes de La Rioja forman el « Piso II » de los Estratos de Paganzo de Bodenbender.

d) Cenozoico : 200-250 m de conglomerados ligados por materiales arenoso-cenagosos de color pardo, más o menos abundantes, inferiormente bien cementados y superiormente casi sueltos, análogos a los « Rodados dislocados de los Estratos calchaqueños » de Stappenbenck y demás autores.

La tectónica de esta serie es sencilla (fig. 4) : el conjunto forma parte del ala occidental de un anticlinal parado y apretado, cuyo núcleo está constituido por las conocidas calizas y dolomitas con *Maclurites* del Ordovícico inferior. La serie, cuyos miembros parecen todos concordantes entre sí (fig. 3), también se adosan concordantemente al Ordovícico del cordón serrano. Sin embargo, en su espesor evidentemente debemos admitir por lo menos tres discordancias : una entre las calizas ordovícicas, casi verticales y fuertemente torturadas por pliegues secundarios a veces numerosos y complicados, y los superpuestos Estratos de Guandacol, de estructura más senc-

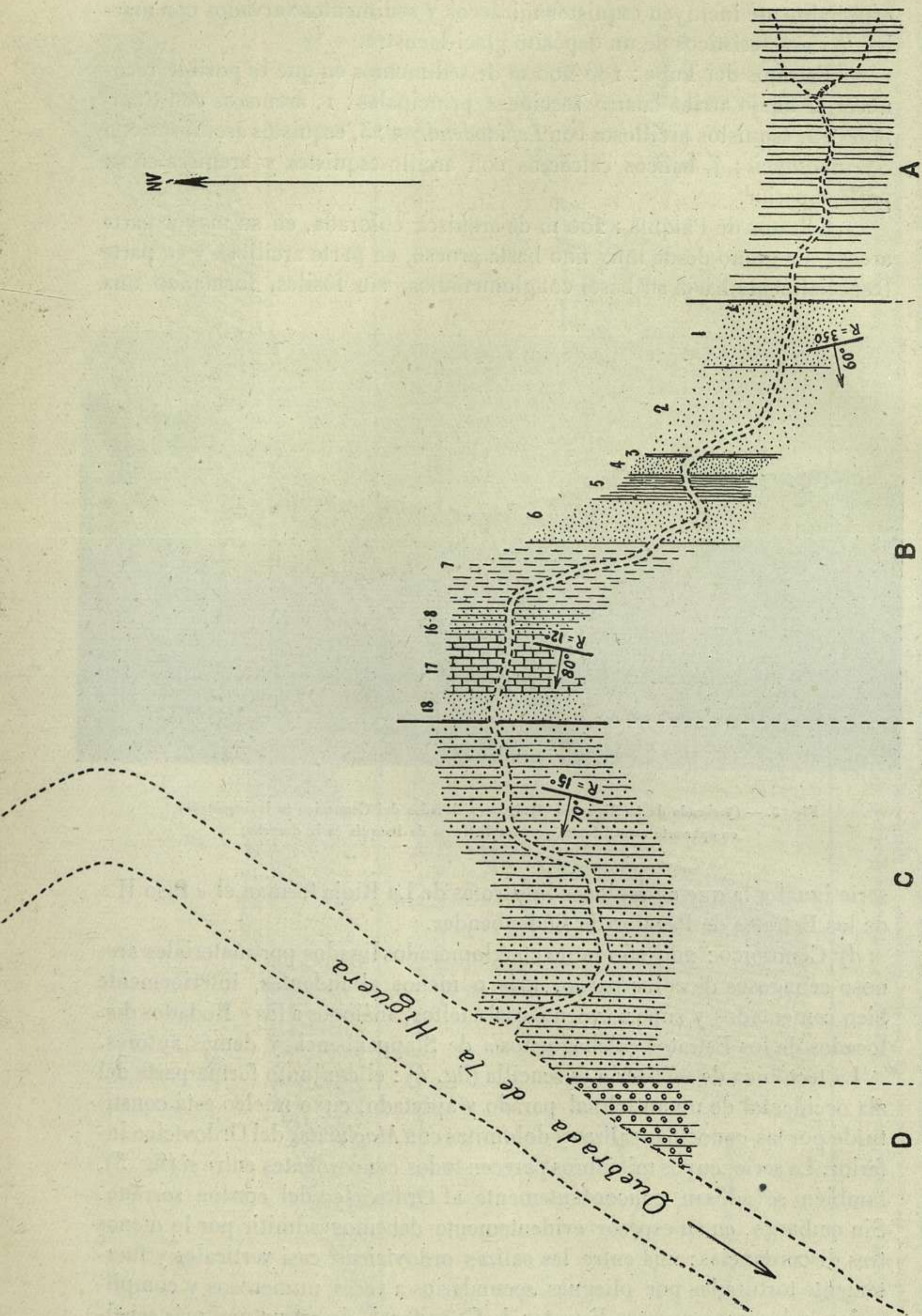


Fig. 4. — Croquis geológico de la Quebrada de la Herradura : A, Estratos de Guandacol ; B, Estratos del Tupe ; C, Estratos de Patquía ; D, Rodados dislocados del Genozoico. Escala 1 : 3500

lla, separados por una superficie muy neta del subyacente núcleo ordovícico, al cual se adosan en posición casi vertical; otra entre los Estratos del Tupe y los Estratos de Patquía, también separados por una superficie divi-

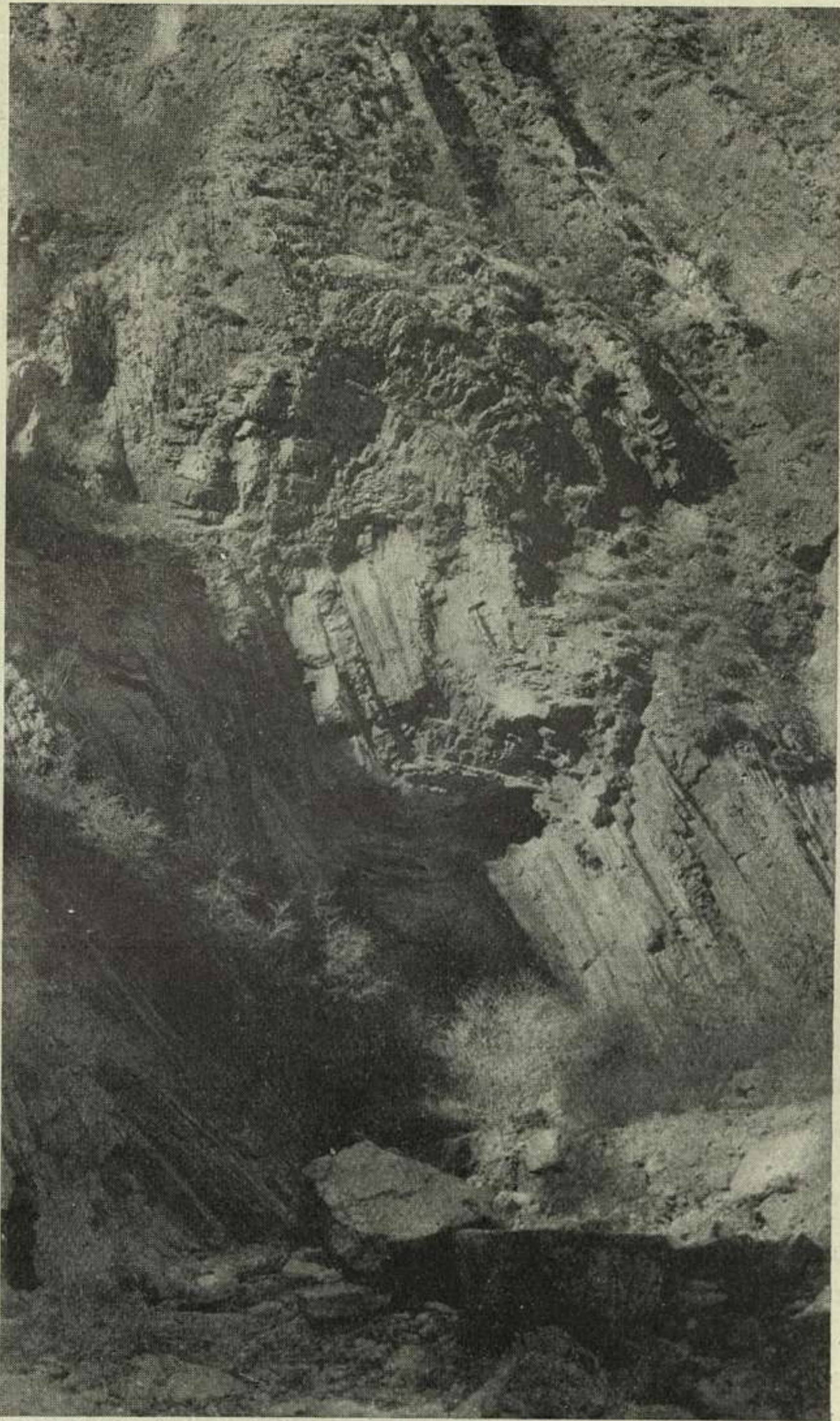


Fig. 5. — Quebrada de Perico. Calizas ordovícicas fuertemente plegadas

soria neta; y finalmente una tercera entre los Estratos de Patquía y los conglomerados cenozoicos. Quizás una cuarta discordancia podría suponerse entre los esquistos arcillosos con *Syringothyris* que, de la misma manera que los estratos de esquistos y areniscas subyacentes, tienen inclinaciones

de 60° y rumbo N- 10° -W, y los superpuestos bancos calcáreos que, en cambio, se inclinan de 80° - 85° con rumbo N- 12° -E; pero es posible que el aumento de inclinación de estos últimos y la desviación de su rumbo dependa de flexiones locales de las capas y no de una verdadera discordancia. Por lo demás, parecería que discordancias seguramente preexistentes hubieran sido disimuladas o borradas por movimientos póstumos relativamente recientes que, actuando desde el Oeste, apretaran fuertemente las capas entre sí y contra el bloque rígido del núcleo ordovícico. No hay duda, en efecto, que, como puede observar en varios puntos del frente oriental del cordón montañoso (en Yanso, en la Quebrada del Portillo, en Chicaguala, etc.) las presiones fueron tan intensas que este núcleo rígido se ha escabullido de entre su cubierta más plástica, en parte arrastrando



Fig. 6. — Rodado estriado de la grauvaca glacial de la Quebrada de Perico

girones de Estratos de Guandacol, y, sobre planos de deslizamiento, por varios centenares de metros ha sido acarreado hacia Este, plegando, enderezando y hasta volcando los más recientes depósitos terciarios (26, pág. 169).

Un perfil de caracteres análogos se observa también un poco más al Sur, en la vecina Quebrada de Perico. Aquí el núcleo ordovícico está profundamente surcado por el cañadón, exhibiendo capas fuertemente retorcidas y rotas (fig. 5). Sobre la superficie de las capas los fósiles son bastante frecuentes, consistiendo en restos de *Maclurites avellanadae* Kays., *Cyrtoceras* sp., *Pseudoproëtus* sp. y especialmente de *Orthisina ascendens* Pand. En este perfil también los Estratos de Guandacol empiezan con un complejo glacial, formado por arcillo-esquistos astillosos, de color gris verdusco obscuro, sin vestigio de estratificación, con rodados angulosos esparcidos en la masa del sedimento y entre ellos algunos más o menos evidentemente estriados (fig. 6); en partes con intercalaciones de capitas con concreciones de tipo marlekor; alcanzando su conjunto un espesor de 350 a

400 m. Los superpuestos Estratos del Tupe son areniscas gris-verde claras en bancos gruesos o delgados, entre los cuales se intercalan esquistos arcillosos en capas finas o finísimas, muy comprimidos y de superficie sedosa, sin fósiles; y, sobre éstos, bancos calcáreos, como en la Quebrada de la Herradura, pero de menor desarrollo, cubiertos por areniscas entrecruzadas. Siguen luego, en aparente concordancia, los Estratos de Patquía y finalmente, los conglomerados y las areniscas de Cenozoico.

Por su interesante contenido paleontológico, ya estudiado por Leanza (43) y por mí (27), los Estratos del Tupe (*b* del perfil general) exigen un análisis más detallado. De abajo arriba su perfil muestra los niveles siguientes (fig. 2):

1. Areniscas de grano fino a mediano, de color gris claro, estratificada en capas y bancos, en partes con restos de plantas indeterminables, llevando casi en su medio una capa de materiales carbonosos; espesor 22 metros,

2. Arcillo-esquistos y areniscas micáceas finas, de color gris-verde, en partes con restos de *Calamites peruvianus* Goth. y otros restos de vegetales indeterminables; espesor 50 metros.

3. Arcillo-esquistos gris-verdosos oscuros con restos de *Lepidodendron australe* M'Coy (lám. I, figs. 1-2), *Calamites peruvianus* Goth., *Rhacopteris circularis* Walt., *Aneimites* sp., *Sphenopteridium cuneatum* Walk. (lám. II, figs. 1-2), *Adiantites robustas* Walk., *Macrosphenopteris* sp., etc., además de numerosas semillas pequeñas de tipo *Samaropsis*; espesor 1 metro.

4. Arenisca de grano fino, de color gris claro, compacta, esquistosa, en parte de textura entrecruzada; espesor 9 metros.

5. Arcillo-esquistos carbonosos, de color gris verdosos oscuros, con restos de vegetales indeterminables; espesor 11 metros.

6. Areniscas de color gris claro, esquistosas, en parte de textura entrecruzada y en parte con intercalaciones lenticulares finas de gravillas, incluyendo también una delgada capa carbonosa; espesor 18 metros.

7. Grauvaca de color gris oscuro, fisurada, pero sin vestigios de estratificación, conteniendo rodados subangulosos esparcidos ralmente en la masa, y raros restos de *Calamites* y de otros vegetales indeterminables; espesor 38 metros.

8. Arcillo-esquistos de color gris oscuro, muy comprimidos, astillosos, con gran cantidad de restos fósiles en deficiente estado de conservación: especialmente *Syringothyris keideli* Harrgt. y *Chonetes scitula* Leanza (fig. 9); espesor 75-80 cm.

9. Arcillo-esquistos de color gris de tonos variados (verduscos, amarillentos, plomizos), con raros *Chonetes* y *Syringothyris*, con intercalaciones de capas de arenisca arcillosa esquistosa y vetitas de carbón; espesor 6 metros.

10. Arcillo-esquistos carbonosos, gris muy oscuros, en partes negros; espesor 60 cm.

11. Caliza nodulosa de color gris 30-40 cm.

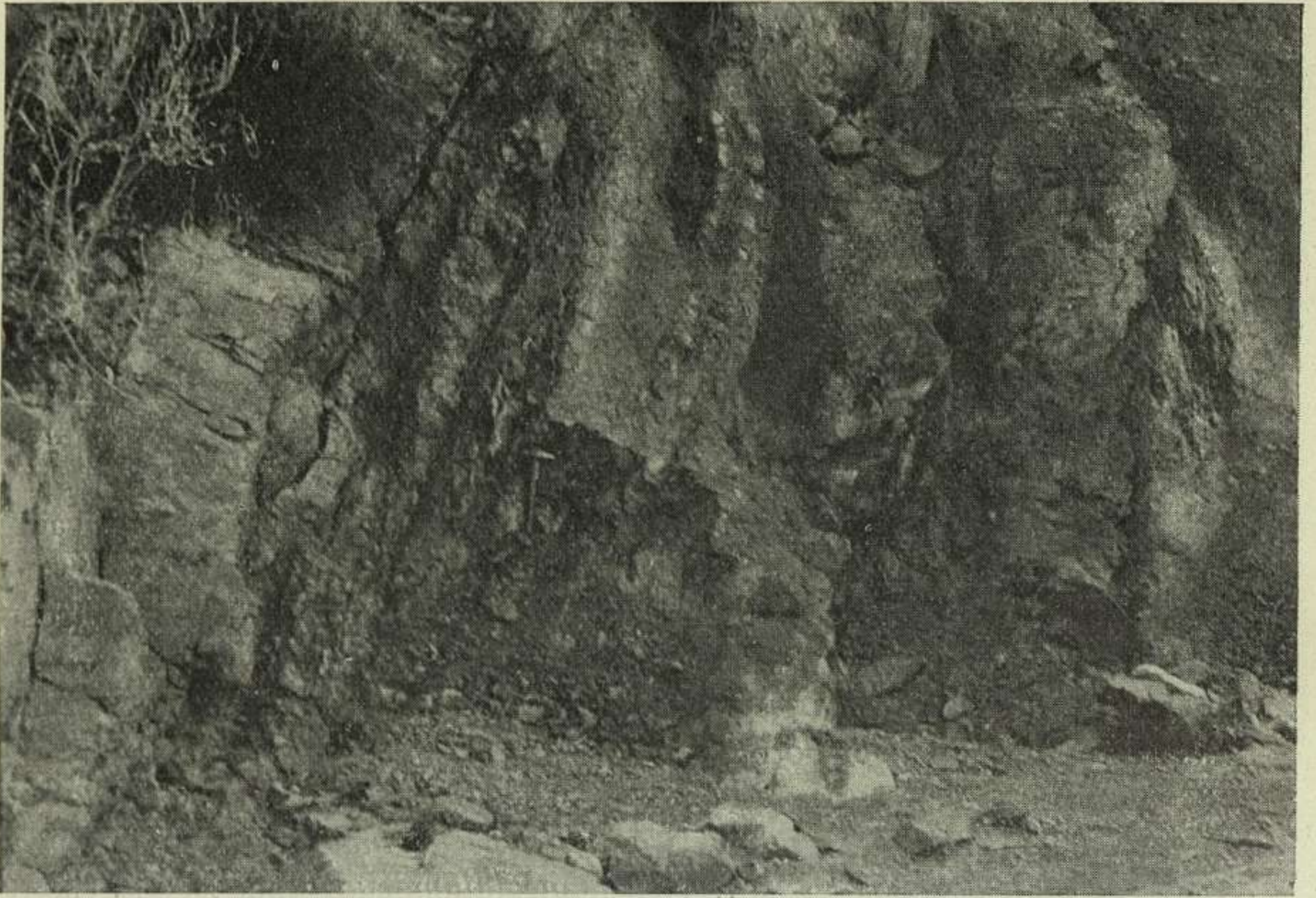


Fig. 7. — Quebrada de la Herradura. Esquistos con *Syringothyris* y capas con carbón

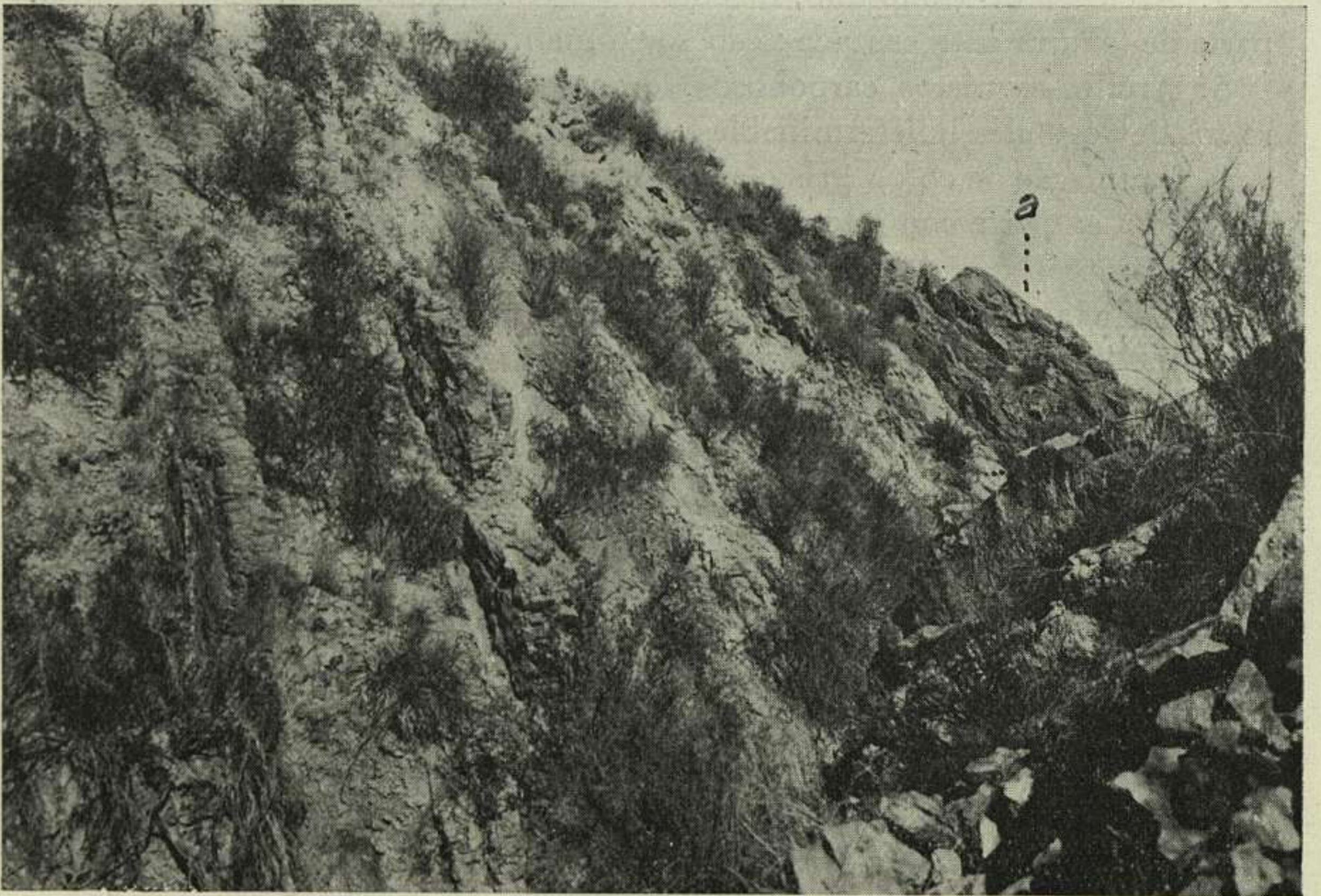


Fig. 8. — Quebrada de la Herradura. Bancos calcáreos de la sección superior de los Estratos del Tupe

12. Banco de caliza superficialmente pardusca, con colonias de Briozoarios ramosos, mal conservados; espesor 45-50 cm.

13. Margas nodulosas, estratificadas, esquistosas, de color gris; espesor 35-40 cm.

14. Capa de caliza compacta, fisurada, de color gris, en su superficie superior repleta de moldes de *Carbonicola promissa* Freng. (27, lám. I, figs. 1-2); espesor 8-10 cm.

15. Arcillo-esquistos de color gris verdoso, con numerosos ejemplares

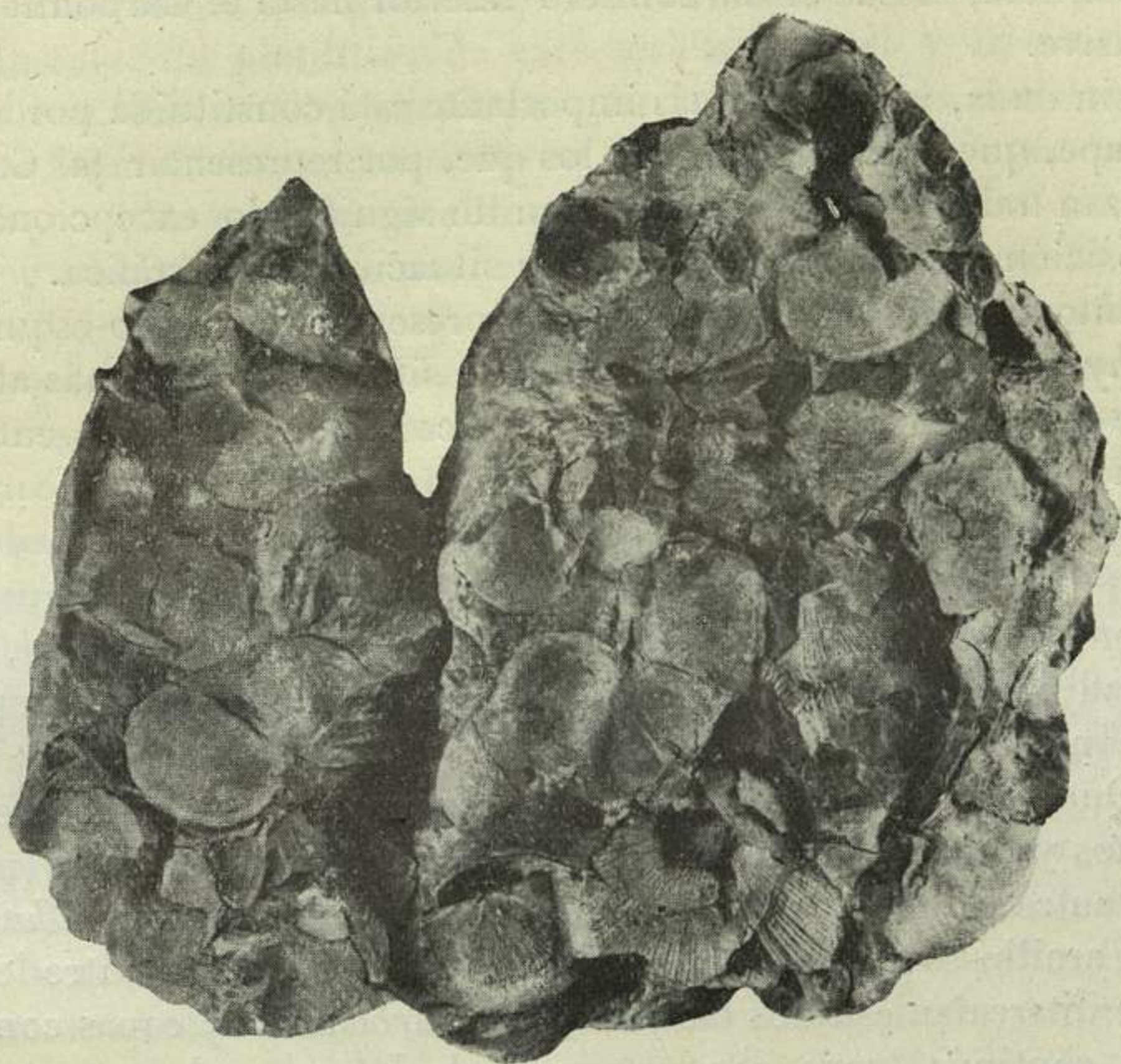


Fig. 9. — Quebrada de la Herradura. Esquistos arcillosos con *Chonetes*. Tamaño natural

de *Syringothyris* y particularmente de *Chonetes*, por lo común en valvas sueltas y bien conservadas; espesor 40-50 cm.

16. Arcillo-esquistos densos de color morado, margas esquistosas de color gris con matices amarillentos, verdosos o plomizos, alternando con capas calcáreas y calcáreo-margosas amarillentas o grisáceas, en un conjunto bien estratificado y, en su mayor parte, con numerosos fósiles bastante bien conservados: *Syringothyris keideli* Harrgt., *Spirifer pericoensis* Leanza, *Streptorhynchus inaequioratus* Leanza, *Chonetes scitula* Leanza (fig. 9) y *Pleurotomaria* sp.; espesor 5-6 metros.

17. Bancos de caliza margosa, tenaz, de color gris, con intercalaciones delgadas de arcillo-esquistos de color gris oscuro, sin fósiles (fig. 8); espesor 30-35 m.

18. Bancos de arenisca de color gris claro, de textura entrecruzada, en su

base intercalados de niveles delgados de gravillas y gravas; espesor 10 metros.

Se trata realmente de un perfil interesante en su conjunto y en sus detalles. Si bien los Estratos de Guandacol y los Estratos de Patquía presentan los mismos caracteres que en las regiones próximas de las provincias de San Juan y La Rioja, ambas formaciones aquí adquieren un sentido estratigráfico y cronológico particular por intercalarse entre ellas un complejo marino seguramente del Carbonífero y probablemente incluyendo toda la serie carbonífera, desde el Carbonífero inferior hasta el Carbonífero superior inclusive.

Pero, sin duda, la sección más importante está constituida por los Estratos del Tupe, que precisamente son los que, por representar tal Carbonífero, valorizan todo el perfil y le confieren un significado excepcional, tanto por su posición geográfica, como por su situación estratigráfica.

En cuanto a su posición geográfica, la presencia de arcillo-esquistos con *Syringothyris* y *Chonetes* en una localidad situada mucho más al Norte y al Este de todos los yacimientos análogos conocidos en la Argentina, nos indica que, también en esta dirección, la transgresión del mar carbonífero se extendió mucho más ampliamente de lo que se había sospechado.

Por su situación estratigráfica, vemos que los Estratos del Tupe, si bien unidos por transición con los subyacentes Estratos de Guandacol, forman una entidad propia vinculada con los acontecimientos que determinaron la transgresión carbonífera.

En la Quebrada de la Herradura, este conjunto estratigráfico, como en yacimientos ya conocidos, hacia su base lleva depósitos glaciares (nº 7) descansando entre sedimentos continentales con *Lepidodendron* y *Rhacopteris*, sigue con arcillo-esquistos con *Syringothyris* y *Chonetes*, entre los cuales todavía se intercalan estratos lacustres con *Carbonicola* y capas con plantas y carbón, continúa luego con una serie de bancos calcáreos, probables índices de una relativa profundización de un mar anteriormente somero y, por fin, termina con depósitos arenosos de playa y de dunas.

Los detalles estratigráficos que acabo de considerar no sólo modifican profundamente la interpretación de Stappenbeck sino introducen nuevos elementos que estimo de la mayor importancia para la solución de algunos problemas relativos al Paleozoico superior del Oeste argentino. También plantean cuestiones nuevas que preciso será resolver sobre la base de nuevos criterios.

Por de pronto vemos ahondarse la división que ya he tratado de establecer entre las dos secciones del Paganziano inferior, esto es entre los Estratos de Guandacol y los Estratos de Tupe. La intercalación de sedimentos marinos con *Syringothyris* en la base del tercio superior de los Estratos del Tupe sin duda destaca este complejo como un horizonte estratigráfico bien definido y como elemento comparativo de excepcional importancia. Por otra parte, el hecho de que, a corta distancia, los Estratos de Guandacol están

lateralmente reemplazados por los sedimentos marinos del Devónico y del Gotlándico ya estudiados por Bodenbender, Stappenbeck y Keidel, en el Cerro del Fuerte y en el Cerro del Agua Negra, por una parte, y en el Cerro de la Batea, por la otra, nos sugiere la posibilidad de que estos estratos representen la facies continental de tales sedimentos marinos o, por lo menos, de una parte de ellos.

Por lo que se refiere a los Estratos del Tupe, es interesante observar cómo una intercalación de grauvaca, evidentemente de origen glaciario, divide la serie en dos secciones, que podríamos indicar como pretilítica y postilítica, respectivamente: la pretilítica de carácter continental y la postilítica de origen marino. La sección pretilítica puede compararse con los arcillo-esquistos y las areniscas claras que en la Quebrada de Tupe, La Rioja, yacen debajo de los esquistos arcillosos varvados ya señalados por mí (24, pág. 12), y con las areniscas con *Lepidodendron australe* debajo de las tilitas de los alrededores de Barreal, San Juan (25, pág. 248, nota); y la sección postilítica puede homologarse con los estratos que, arriba de los mismos depósitos glaciares, en la Quebrada del Tupe contienen *Rhacopteris ovata* (24, págs. 12-15) y en los alrededores de Barreal llevan en su base las capas con *Syringothyris* y *Rhacopteris ovata* descritas por Keidel y Harrington (24).

Contamos así con elementos concretos para comparar nuestro perfil con dos perfiles ya bien conocidos: el de la Quebrada del Tupe, que recientemente he completado con el perfil del Cerro de Guandacol, en La Rioja; y el de los alrededores de Barreal, en San Juan, hace poco integrado y precisado por Heim.

En el primero, situado más al Este y más al Norte, unos 50 km al Este del meridiano que pasa por la Quebrada de la Herradura, tenemos una serie continua de sedimentos continentales, que adquiere su máximo desarrollo en el extremo meridional de la Sierra de Villa Unión (Cerro de Guandacol). En efecto, aquí, como analicé en una circunstancia reciente (25, págs. 220-221), sobre rocas cristalinas siguen sucesivamente:

1. Estratos de Guandacol, formados por un espeso conjunto (más de 1000 m) de areniscas y arcillo-esquistos de colores oscuros, con predominio de gris verdoso, con depósitos glaciares en su base y sedimentos varvados intercalados a varias alturas de su espesor.

2. Estratos del Tupe, constituidos por un complejo arenoso claro (alrededor de 120 m de espesor) con restos de plantas (*Rhacopteris*, *Lepidodendron* y *Calamites*) y sedimentos de origen glaciario cerca de su base.

3. Estratos de Patquía, representados por una potente sucesión (más de 1000 m) de areniscas rojas, con conglomerado en su base y superiormente cortada por antiguos mantos y diques de rocas eruptivas básicas.

En la segunda localidad, más al Oeste y más al Sur, unos 50 km al Oeste del mismo meridiano, hallamos una serie análoga, pero con la diferencia que el término intermedio (Estratos del Tupe) del perfil anterior lleva intercalaciones marinas. En efecto, si combinamos el perfil recientemente

publicado por Heim (35, págs. 263-277) con los datos consignados por Keidel y Harrington (42), sobre el núcleo antiguo de las laderas occidentales de la Sierra de Tontal observamos la sucesión siguiente :

1. Espesa serie de grauvacas oscuras, con intercalaciones de arcillo-esquistos pizarreños, sin fósiles, pero considerada por Heim (35, pág. 283) como un depósito de mar profundo, equivalente de la serie devónica marina descrita por Bodenbender, Stappenbeck y Keidel.

2. Serie de arcillo-esquistos verdosos con intercalaciones de tilitas, de capas marinas con Braquiópodos (*Syringothyris keideli* Harrgt., *Spiriferina octoplicata* Sow., *Cyrtospirifer leoncitensis* Harrgt., *Dielasma* cf. *itaitubense* Derby, *Beecheria* cf. *sublaevis* Waag., ect.) y Lamelibranquios de agua dulce (*Naiadites* sp.), y de arcillo-esquistos micáceos con *Rhacopteris ovata* (McCoy) Walk. y otras plantas indeterminables, en la parte inferior ; e incluyendo bancos de arenisca calcarífera con fósiles marinos (*Productus spinulocostatus* Ab., *Spirifer wynnei* var. *argentina* Reed, *Spiriferina* sp., *Pleurotomaria* cf. *argentina* Reed, etc.), en la parte superior.

3. Serie de areniscas coloradas o rojizas, en parte internamente blancuzcas, comenzando con un conglomerado rojo y llevando en su espesor intercalaciones de esquistos verdosos con fósiles marinos (*Euomphalus subcircularis* Mans., *Reticularia* aff. *notica* Reed, *Productus* cf. *juresamensis* Tsch., *Productus* cf. *cora* d'Orb., *Spirifer* cf. *supramosquensis* Nik., etc.) del « Piso del *Spirifer supramosquensis* » de Stappenbeck (47, pág. 37) ; cortada discordantemente, en su parte superior, por conglomerados porfíricos y pórfidos cuarcíferos.

Tenemos, por lo tanto, tres perfiles integrados cada uno por tres términos principales, en mi opinión perfectamente comparables en cuanto a posición estratigráfica y también en cuanto a su edad geológica. Prescindiendo de las relaciones tectónicas, esto es de las discordancias débiles o dudosas en la Sierra de Villa Unión y en la Quebrada de la Herradura, en cambio fuertes y bien definidas en los alrededores de Barreal, me parece indudable que, en los tres perfiles, los tres términos estratigráficos de la serie que vemos comprendida entre las rocas antiguas de los núcleos orográficos y los productos de las primeras manifestaciones eruptivas locales de la serie porfirítica, son homólogos y en los tres perfiles sucesivamente corresponden a los Estratos de Guandacol (1), a los Estratos del Tupe (2) y a los Estratos de Patquía (3).

Si aceptamos estas correlaciones. que parecerían evidentes desde el punto de vista estratigráfico, muchos de los criterios ya formulados acerca de la edad de los diferentes terrenos en cuestión quedarían profundamente modificados.

Por lo que se refiere a los Estratos de Guandacol, esto es al miembro más antiguo de la serie, hemos visto ya que ellos, en sus yacimientos típicos en la provincia de La Rioja, corresponden a la parte inferior del Paganziano, es decir a la parte inferior del « Piso I » de los « Estratos de Paganzo » de Bodenbender, que este autor había colocado en la base de

su « Permo-carbón », como posible equivalente de la parte inferior del « Grupo de Talchir y Karharbari » en la India (4, pág. 84) y que Du Toit había comparado con el horizonte inferior de la Serie de Dwyka (Carbonífero superior) de la Colonia del Cabo, en Sud África (12, tabla I). El hallazgo de *Rhacopteris ovata* en capas situadas a cerca de la mitad de los superpuestos Estratos del Tupe (sección superior del mismo « Piso I » de Bodenbender) me indujo a revisar tales determinaciones cronológicas y a sostener que el Paganzo inferior del Cerro Guandacol, de la misma manera que el « Piso I » de Bodenbender en regiones próximas corresponden al Carbonífero inferior en su totalidad (25, pág. 224). Pero hoy, frente a los nuevos datos proporcionados por el perfil de la Quebrada de la Herradura, me veo en la necesidad de reconsiderar el asunto.

En efecto, si en el perfil recién mencionado los Estratos de Guandacol se hallan debajo no sólo de capas con restos de la « Flora de *Rhacopteris* » sino también debajo de sedimentos pretilíticos con restos de la « Flora de *Lepidodendron* », aquí caracterizada por la presencia de *Lepidodendron australe*, esto es de una especie que en Australia hasta pudo ser considerada como de edad devónica, evidentemente estamos en presencia de terrenos por lo menos comparables con aquellos que, en Nueva Gales del Sur, fueron atribuidos al más antiguo Carbonífero.

Es sugestivo también el hecho de que, como ya vimos, en la Sierra del Agua Negra y en el Cerro del Fuerte, en ambos lados de la cuenca de Jáchal, poco más al Sur de la Quebrada de la Herradura, en situación estratigráficamente análoga, hallamos aquella espesa serie de sedimentos marinos, seguramente devónicos, ya bien conocida por los estudios de Bodenbender, Stappenbeck, Keidel, Clarke y Reed. En realidad, el parecido entre los sedimentos de esta serie y los que, en la Quebrada de la Herradura, siguen debajo de los Estratos del Tupe sin duda nos explica por qué Stappenbeck, en su mapa geológico, indica también este afloramiento como « Devoniano (en su mayoría serie de Hamilton) ».

También como devónico marino fueron determinados por Heim (35, pág. 283), en los alrededores de Barreal, los sedimentos que siguen debajo de las capas con *Rhacopteris* y *Syringothyris*, en realidad también muy parecidos a los estratos de posición análoga en la Quebrada de la Herradura y como ellos carente de fósiles.

Los Estratos de Guandacol de la Quebrada de la Herradura, con sus grauvacas, tilitas y sedimentos varvados, también parecerían tener una vinculación directa con aquel Devónico ¹, en su mayor parte de facies glaciaria que más al Norte, en las Sierras subandinas, según Bonarelli (6, pág. 55), forma el núcleo de varios anticlinales. Bonarelli, sobre analogías petrográficas, compara el Devónico subandino, sin fósiles, con los estratos fosi-

¹ Hoy en su parte inferior considerado como del Gotlándico (cf. : 34, pág. 76, y 41, pág. 97).

líferos bolivianos de los Esquistos de Icla y las Areniscas de Huamampampa, atribuidos al Devónico inferior y superior, respectivamente. Como hoy Heim lo afirma para el Devónico de Barreal, Bonarelli explica la ausencia de fósiles en el Devónico subandino, especialmente en sus estratos más altos, como un hecho vinculado al carácter batial de sus sedimientos. En esta región, como en la Quebrada de la Herradura, del mismo modo que en el Cerro de Guandacol y en las estribaciones occidentales de la vecina Sierra de la Batea, podría tratarse, sin embargo, de una serie de sedimentos continentales, depositados a lo largo del borde continental no alcanzado por las transgresiones del mar devónico, especialmente durante el Devónico superior, cuyos mares en realidad muy poco parecen haber penetrado en el interior de nuestro continente. Así parecería comprobarlo el hecho de que los fósiles hallados más tarde por Ramaccioni y Feruglio (16; 17), en diferentes localidades de la misma región subandina, aparecieron sólo en localidades situadas a lo largo del borde occidental de esta región, esto es en la Sierra de Zapla y en el Cerro del Porongal, y sólo en la base de la serie, esto es en capas que Feruglio, por razones stratigráficas y paleontológicas, sincroniza con los Esquistos de Icla, considerados en Bolivia como representantes del Oriskiano (Eodevónico superior) del Estado de New York, en Norte América (17, pág. 8). En la Angostura del Porongal, a estos estratos marinos sigue una espesa serie de areniscas estériles y luego los depósitos glaciares que hoy, en el Norte Argentino y en el Sur de Bolivia se atribuyen al Devónico superior.

Por otra parte, un hecho análogo se verifica también en la Sierra del Agua Negra y en el Cerro del Fuerte, no muy lejos al Sur de la Quebrada de la Herradura, en cuya espesa serie devónica, ya comparada por Bodenbender y Stappenbeck con la serie norteamericana de Hamilton (Devónico medio), de abajo arriba Keidel pudo distinguir los tres términos siguientes: serie de areniscas y esquistos verdosos con *Brachyprion fascifer* Kays., *Atrypina acutiplicata* Kays., *Clintonella bodenbenderi* Kays., *Homalonotus kayseri* Thomas y otros fósiles que, según Clarke (9, pág. 11), están en « completa armonía con el Siluriano boreal »; serie de esquistos arenosos y esquistos arcillosos con *Spirifer antarcticus* Morr. et Sharpe, *Leptocoelia flabellites* Conr., y otros fósiles que, según Clarke (9, pág. 11; 10, pág. 16), integran una fauna marina vinculada con aquella que caracteriza el Devónico inferior de las regiones australes; serie de areniscas en parte arcillosas, con restos de plantas indeterminables, tilitas y sedimentos fluvio-glaciares, que Keidel indica como « estratos postdevónicos » (37, pág. 56), considerándolos como probables equivalentes de aquel complejo glaciar que, en otras regiones de la Precordillera, constituyen la fracción basal de los « Estratos de Gondwana » (38, pág. 99) ¹.

¹ Evidentemente, Keidel se refiere al complejo que poco más tarde llamó Estratos de Zonda (38, pág. 259). Junto con el glaciar marino de los Estratos de Tontal, Keidel colocó

Vemos, entonces, que también en los alrededores de Jáchal, en una zona que Bodonbender (2, pág. 232) y Stappenbeck (47, pág. 37) también consideraron próxima a la costa del mar devónico transgresivo, los estratos marinos corresponden a los depósitos devónicos más antiguos, mientras que arriba siguen estratos continentales incluyendo evidentes manifestaciones de un período glacial, como las que observamos en los Estratos de Guandacol en La Rioja, en Barreal y en la Querada de la Herradura.

Basados en estas analogías, creo que no sería aventurado suponer que los Estratos de Guandacol pueden corresponder al Devónico, o en parte quizás al Gotlándico si sus tilitas inferiores pudieran compararse con los depósitos glaciares atribuidos a este período en las Sierras subandinas y en la Sierra Chica de Zonda.

A la misma conclusión llegamos necesariamente si tratamos de puntualizar la edad de los Estratos del Tupe; especialmente si observamos que en la parte media de esta serie es donde vemos sucederse sedimentos con *Lepidodendron australe*, *Rhacopteris circularis* y *Syringothyris keideli*, seguramente ya del más antiguo Carbonífero.

En mis contribuciones anteriores (24, pág. 41; 25, págs. 224, 256) ya traté de sincronizar este conjunto con el Viseano europeo y con el *Glacial Stage* de la Serie australiana de Kuttung. Esta interpretación estaba basada sobre la existencia de *Rhacopteris ovata* en esquistos arcillosos vinculados a un depósito glacial. En la Quebrada de la Herradura no he observado restos de *Rhacopteris ovata*, pero sí de *Rh. circularis*, esto es de una especie característica del Culm y probablemente algo más antigua que la anterior. Por otra parte *Rh. ovata*, en ejemplares típicos y numerosos (lám II, figs. 1-2), en una posición análoga a los estratos con *Syringothyris* de la Quebrada de la Herradura, se halla en la sierra enfrente, sobre el borde occidental de la misma Pampa de Jáchal, en el yacimiento de La Montosa, cerca de la Huerta de Guachi, recientemente descubierto por Ramaccioni.

En este yacimiento, según muestras que su descubridor ha puesto a mi disposición, *Rhacopteris ovata* está acompañada por numerosos ejemplares bien conservados de las mismas especies que, para el yacimiento de Curra-

esta serie en su Pérmico inferior. Hoy sabemos que, en realidad, se trata de un complejo estratigráfico mucho más antiguo. Según observaciones realizadas en varias circunstancias, y repetidas recientemente (noviembre de 1945), en las laderas orientales de la Sierra Chica de Zonda, sobre el Ordovícico y el Gotlándico, tenemos la misma serie que aflora en el Cerro de Guandacol: a una potente serie de sedimentos varvados, con intercalaciones de tilitas y conglomerados fluvio-glaciares, análoga a los Estratos de Guandacol, siguen los esquistos con plantas fósiles y carbón de los Estratos del Tupe y luego las areniscas rojas de los Estratos de Patquía. Los Estratos del Tupe, cuya base incluye restos de las floras con *Lepidodendron* y *Rhacopteris*, en sus secciones media y superior lleva niveles plantíferos comparables con aquellos considerados recientemente por mí (25) en la Quebrada de los Cerros Bayos y en Retamito. Del nivel más alto, del cual hace poco el doctor O. Bracaccini pudo extraer una colección de plantas muy interesante para el esclarecimiento de muchos de nuestros problemas, me ocuparé más adelante.

bubula, en Nueva Gales del Sur, Walkom (49, pág. 430) ha determinado como *Sphenopteridium cuneatum* Walk., *Noeggerathia?* sp. y *Adiantites?* *robustus* Walk. Si bien la determinación de las tres últimas especies es algo dudosa ¹, cualquier fuera su posición taxonómica exacta es siempre un hecho interesante comprobar que, en la Argentina como en Australia, las cuatro especies mencionadas integran una misma flórmula fósil, a la cual *Rhacopteris ovata* seguramente confiere un sello inconfundible de antigüedad y una edad no menor que aquella del nivel superior de la Serie de Kuttung (Viseano) al cual Walkom asigna la flórmula de Currabubula (50, pág. 1338).

Evidentemente, la flórmula de la Quebrada de la Herradura corresponde a un nivel más antiguo no sólo porque es pretilítica, ubicándose debajo del depósito glaciario que soporta los sedimentos con *Syringothyris keideli* (y *Rhacopteris ovata*), sino también porque entre sus plantas fósiles hallamos restos abundantes de *Lepidodendron australe*, esto es un elemento que en Nueva Gales del Sur corresponde al más antiguo Carbonífero.

En efecto, sabemos ya que *Lepidodendron australe* McCoy, a menudo confundido con *L. nothum* Ung. y *L. Veltheimianum* Sternb., es un fósil que en Australia es exclusivo de capas que en un principio fueron asignadas al Devónico (15, pág. 137, lám. 1; 36, pág. 106, lám. 5) y que luego pasaron a integrar la Serie de Burindi, en la base del Carbonífero inferior e inmediatamente arriba de estratos devónicos paleontológicamente bien definidos.

En la Argentina, la antigüedad de esta importante forma fósil está confirmada también por su posición estratigráfica en los alrededores de Barreal, como he ya recalado (25, pág. 248, nota) y como recientemente ha sido confirmado por las investigaciones de Heim ².

Por lo tanto, si comparamos los sedimentos con *Syringothyris keideli* y *Rhacopteris ovata* con el *Glacial Stage* de la Serie de Kuttung, generalmente atribuida al Viseano, forzoso será comparar nuestros estratos con *Lepidodendron australe* con los depósitos pretilíticos de la misma serie australiana de Kuttung o directamente con los sedimentos de la Serie de Burindi que Walkom indica como el más antiguo Carbonífero de Australia oriental (50, pág. 1335), sincronizado con el Dinantiano por David y Barret y con la parte inferior del Tournaisiano por Fossa-Mancini (22, pág. 105). La

¹ Según Read (45, pág. 17), *Sphenopteridium cuneatum* Walk., una especie que se halla también en el Carbonífero inferior de Paracas (junto con *Rhacopteris ovata*) es una *Rhacopteris*. Es posible, sin embargo, que se trate de un verdadero *Sphenopteridium* y de una especie muy parecida a aquella forma del Carbonífero inferior (Culm) europeo que ha sido determinada como *Sphenopteridium pachyrrachis* (Göpp.) Kidston.

² Si bien Heim reúne las grauvacas con *Lepidodendron* y los estratos con *Rhacopteris* en el mismo complejo marino con *Syringothyris* y *Cyrtospirifer* descrito por Keidel y Harrington (42), se inclina a colocar el conjunto en la parte más alta del Devónico, al mismo tiempo que lo indica como « formación devono-carbonica » (35, pág. 283) y define sus fósiles como « eocarbónicos ».

duda de si las capas con *Lepidodendron australe* en la Quebrada de la Herradura deban considerarse como equivalentes de la Serie de Burindi o más bien de los estratos pretilíticos de la Serie de Kuttung, esto es con el *Basal Stage* de los autores australianos, sólo puede derivar del hecho de que la Serie de Burindi es esencialmente marina y también de la circunstancia de que la flora fósil de la « lower portion of the Kuttung Series » en realidad es muy diferente de aquella de las comarcas de donde fueron arrastrados los vegetales incorporados a las capas marinas de la Serie de Burindi (50, pág. 1336). Pero, la conclusión no cambia mucho en su esencia si tuviéramos que atribuir nuestros estratos con *Lepidodendron australe* al Dinantiano inferior o al Dinantiano superior.

Con esto, podríamos ya considerar como resuelta la cuestión de la edad de las capas con *Syringothyris keideli* de la Quebrada de la Herradura y atribuirle definitivamente al Viséano, de acuerdo con cuanto ya habían supuesto y confirmado en sus más recientes publicaciones Du Toit (13, pág. 67), Keidel y Harrington (42, pág. 190 ; 39, pág. 128 ; 41, pág. 102) para las mismas capas en los alrededores de Barreal, si no fuera que, en la Argentina, la edad de los sedimentos con *Syringothyris* sigue aún discutiéndose con argumentos que no podemos dejar de atender. Sabemos, en efecto, que Fossa-Mancini, en eruditas reseñas críticas recientes (20, pág. 309 ; 22, pág. 157), ha examinado nuevamente este interesante problema y ha tratado de resolverlo de una manera diferente sobre una amplia base de datos comparativos. En contra de las últimas interpretaciones de Keidel, Du Toit y Harrington, Fossa-Mancini supone que los estratos con *Syringothyris* y *Cyrtospirifer* de los alrededores de Barreal (Leoncito Encima), del mismo modo que las capas del « Piso del *Spirifer supramosquensis* » de Stappenbeck, que afloran en la misma región (Quebrada del Salto) muy probablemente pertenecen al Carbonífero superior. En realidad Fossa-Mancini sostiene que todos los depósitos, que en la Argentina y en el resto de la América del Sur se han atribuido al Carbonífero, por su distribución geográfica y estratigráfica podrían corresponder a una transgresión marina, única, que se habría producido en la primera parte del Neocarbonífero (durante el Moscoviano), habría alcanzado su máxima extensión durante la segunda parte de la misma época (Uraliano) y habríase retirado a fines del Uraliano o bien durante la primera parte del Eopérmico (22, pág. 170).

Las posteriores interpretaciones de Heim no se ajustan a esta hipótesis. Sobre los estratos con *Syringothyris* y *Cyrtospirifer*, que como vimos ya, Heim considera devono-carboníferos o eocarboníferos, según este autor separados por sendas discordancias, en los alrededores de Barreal seguirían los dos horizontes marinos ya recordados: el inferior, que Heim indica como « Serie de la Ventana Anticlinal », y que corresponde al horizonte que había sido atribuido al Carbonífero superior (probablemente Uraliano) por Keidel (39, pág. 189), según Heim pertenece, en cambio, al Carbonífero inferior (35, pág. 268); el superior, la « Serie de los Flancos del Anti-

clinal » de Heim (35, pág. 273), sucesivamente atribuido al Carbonífero superior (*Piso del Spirifer supramosquensis*) por Stappenbenck, (47, pág. 38), al Pérmico inferior (*Estratos de Tontal*) por Keidel (38, pág. 258, 334; 42, pág. 128; 39, pág. 189; 41, pág. 101), al Carbonífero superior (probable base del Uraliano) por Du Toit (12, pág. 34) y Reed (46, pág. 149), al Pérmico por Gerth (30, pág. 166), al Carbonífero superior (Moscoviano-Uraliano) por Fossa-Mancini (21, pág. 320; 22, págs. 157, 170), según Heim es del Carbonífero superior (35, pág. 268).

En la Quebrada de la Herradura, el conjunto de los sedimentos que corresponden a los Estratos del Tupe parecerían confirmar la hipótesis de Fossa-Mancini en lo que corresponde a la idea de que el Carbonífero marino en la Argentina representa el depósito de una sola transgresión. Vemos, en efecto, que, sin aparente interrupción alguna, sobre los sedimentos con *Syringothyris*, sigue una serie de bancos calcáreos alternando con arcillo-esquistos sin fósiles, que con toda probabilidad representa una fase de mayor extensión y profundización de la cuenca: luego vuelven sedimentos de playa y, por fin, el conjunto termina (inmediatamente debajo de los Estratos de Patquía) con un espeso depósito de arenas eólicas, probables representantes de antiguos arenales y cordones de dunas costaneras.

Algunas discrepancias, en cambio, surgirían en cuanto a la interpretación cronológica del conjunto. Por lo que atañe a su comparación con la serie de Barreal, por de pronto, del total del complejo de los Estratos del Tupe me vería precisado a excluir el horizonte atribuido por Stappenbeck a su « Piso del *Spirifer supramosquensis* », esto es la « Serie de los Flancos del Anticlinal » de Heim, para incluirlo en la base de los Estratos de Patquía, es decir en la base de los depósitos rojos del « Piso II » del Paganzo de Bodenbender, cuya probable edad pérmica discutiremos en los capítulos siguientes. Dentro del Carbonífero, esto es dentro de los Estratos del Tupe, además de los depósitos glaciares y de las capas con *Lepidodendron australe* que forman su parte inferior, sólo quedarían, entonces, los sedimentos con *Syringothyris*, que en ambas localidades representan los depósitos más antiguos de la transgresión marina, y el superpuesto marino de la « Serie de la Ventana Anticlinal » de Heim en Barreal que, prescindiendo de la discordancia intercalada, correspondería a uno cualquiera de los niveles que en la Quebrada de la Herradura integra la parte superior de los depósitos de la misma transgresión ¹.

Para determinar con exactitud la edad de este conjunto, que en mi opinión es seguramente carbonífero, menester sería fijar con precisión los límites, inferior y superior, del conjunto mismo y su edad respectiva.

Un problema difícil de resolver es, sin duda, la fijación de un límite

¹ Probablemente al superior, puesto que, según Leanza (43, pág. 302), el nivel inferior de Heim se identificaría con los estratos de Leoncito Encima con *Syringothyris* estudiados por Keidel y Harrington.

divisorio entre los Estratos del Tupe y los Estratos de Guandacol. En la Quebrada de la Herradura al igual que en el Cerro de Guandacol, ambos conjuntos son concordantes y uno pasa al otro sin interposición alguna que pudiera servir de base concreta para establecer una división estratigráfica. Si la parte superior de los Estratos de Guandacol son del Devónico superior, se confirmaría la afirmación de Bodenbender de que en La Rioja (Cerro de Villa Unión) y en puntos próximos de la provincia de San Juan (en El Trapiche, entre Huaco y la Quebrada de Halaya) el «Piso I» de su terreno de Paganzo se extiende en estratificación concordante sobre los esquistos devónicos y otros estratos paleozoicos viejos (2, pág. 215; 5, pág. 57). Coincidiría también con la afirmación análoga de Stappenbeck de que en el Cerro de la Cantera, por ejemplo, entre las Lomas de los Piojos y el Cerro Lojote, en la región de Jáchal, «El Devoniano pasa en este punto tan paulatinamente a los Estratos de Paganzo, que el límite entre las dos formaciones es indeciso y, por lo tanto, su posición arbitraria» (47, pág. 47). En el Cerro de Guandacol, esta división arbitraria sólo pudo establecerse en base a las circunstancias de que los Estratos del Tupe se destacan de los Estratos de Guandacol por sus colores más claros y por sus intercalaciones de capas con restos de plantas y carbón. En la Quebrada de la Herradura, sin embargo, a estas razones precarias se agregan seguramente datos más concretos. Me refiero a los restos de plantas que empiezan a comparecer desde el nivel que en mi perfil indiqué como base de los Estratos del Tupe: estos restos, si bien en un principio son escasos y poco significativos (*Calamites peruvianus*), bien pronto, antes de alcanzar el superpuesto depósito glacial, rematan en una flórula mucho más abundante y más expresiva. Hemos visto ya que esta flórula de ninguna manera podría considerarse del Carbonífero superior: entre sus integrantes, *Rhacopteris circularis* es un elemento seguramente del Carbonífero inferior y *Lepidodendron australe* en Australia, como ya sabemos, caracteriza el más antiguo Carbonífero, esto es la Serie de Burindi en Nueva Gales del Sur y, en Victoria, según Feistmantel (15, pág. 137), un Carbonífero inferior situado inmediatamente arriba de un Devónico bien definido por fósiles característicos.

Entonces, sobre tal base, no pudo ser aventurado afirmar que este conjunto plantífero y los sedimentos con éste conexos puede atribuirse al Turnesiano inferior como la Serie de Burindi o, por lo menos a un Turnesiano superior como el del complejo que, en Australia, se intercala entre la Serie de Burindi y el *Glacial Stage* con *Rhacopteris ovata* de la Serie de Kuttung atribuido al Viseano.

Si aceptamos esta conclusión lógica, necesariamente debemos inferir que los esquistos con *Syringothyris*, situados inmediatamente arriba de un depósito glacial comparable con el *Glacial Stage* de la Serie de Kuttung y estratigráficamente vinculados con él, todavía corresponden al Viseano.

Por el contrario, parecería del todo imposible sincronizar los mismos

esquistos con los sedimentos basales de aquel espeso conjunto que en Australia se indica como *Kamilaroi System* y que vagamente se atribuye al Permo-carbonífero, esto es con la *Lower Marine Series*. Y por varias razones. En primer lugar debemos tener presente que en la *Lower Marine Serie* de Nueva Gales del Sur, por los diferentes autores diversamente atribuido al Namuriense (considerado como parte superior del Viseano), a la base del Carbonífero superior (Moscoviano) o a la parte inferior del Pérmico, y por algunos sincronizado con el *Syringothyris Limestone* del Kashmir, los fósiles marinos están asociados con *Gangamopteris*, es decir con un vegetal de tipo gondwánico que, en nuestros yacimientos, recién aparece en las capas más altas de los Estratos del Tupe, especialmente en el yacimiento del Bajo de Velis, San Luis, cuya edad uraliana fué sostenida ya por Fossa-Mancini 19, págs. 201, 227) y por mí (24, pág. 44; 25, pág. 257). Otro hecho importante es que mientras en Australia, inmediatamente arriba de la *Lower Marine Series* siguen los *Lower Coal Measures (Greta Series)* con restos de una Flora de *Glossopteris* pura (50, pág. 1339) como la que, en la Argentina, hallamos en los Estratos de Bonete estudiados por Harrington (32, págs. 312-320), mientras que en la Quebrada de la Herradura, arriba de los esquistos con *Syringothyris*, sigue un espeso conjunto de estratos que, en regiones muy próximas (como veremos más adelante) y en otras regiones de la misma Precordillera, llevan intercalados varios niveles plantíferos que ya he tratado de sincronizar con el Westfaliano (Moscoviano) inferior, con el Westfaliano (Moscoviano) superior, con el Estefaniano (Uraliano) inferior y con el Estefaniano (Uraliano) superior. Una tercera razón efectiva es que en Australia, entre el *Glacial Stage* de la Serie de Kuttung y la *Lower Marine Series* del Sistema de Kamilaroi, existe una discordancia cuyo análogo, en la Quebrada de la Herradura sólo podríamos hallar en el hiatus que separa la serie marina, que en su base lleva los esquistos con *Syringothyris*, y los superpuestos depósitos colorados de los Estratos de Patquía. Confirma esta suposición el hecho de que en Barreal, donde es mucho más acentuada, la misma discordancia se intercala también entre la serie marina con *Syringothyris* y el « Piso del *Spirifer supremosquensis* », esto es debajo de la « Serie de los « Flancos del Anticlinal » de Heim, que este autor asimila al « Piso II » del Paganziano de Bodenbender y al mismo tiempo atribuye al Carbonífero superior (35, pág. 283).

Dejando para más adelante la discusión de si la base de este « Piso II » debe referirse al Carbonífero superior o al Pérmico inferior, queda siempre en pie el hecho de que entre los esquistos con *Syringothyris* y la discordancia que homologamos con aquella que, en Nueva Gales del Sur, se halla debajo de la *Lower Marine Series*, tanto en la Quebrada de la Herradura como en Barreal, se intercala todavía una espesa serie de sedimentos también marinos con facies terminales de playa y de costa medanosa. En los alrededores de Barreal, dentro de este conjunto que, como sabemos ya, indica como « Serie de la Ventana Anticlinal », Heim todavía distingue

una base tilítica con fósiles marinos que este autor, si bien considera de una edad todavía más reciente que la de las tilitas y los estratos con *Syringothyris* de Leoncito Encima, también asigna al Carbonífero inferior (35, pág. 272). Y aun fuera cierto, como es muy posible, sino completamente seguro, que, como afirmaron recientemente Leanza (43) y Cuerda ¹ la tilita y el marino observado por Heim al Este de Barreal corresponden exactamente a la tilita y a los estratos con *Syringothyris* observados por Keidel y Harrington en Leoncito Encima ², siempre tendremos que, entre estos depósitos y la discordancia en cuestión se interpola un complejo sedimentario (de 190 m de potencia, según Heim) en cuyos equivalentes de facies continental pudieron desarrollarse las flóruas del Moscoviano y del Uraliano ya mencionadas.

En conclusión, en base a los hechos considerados deberíamos admitir que la transgresión marina, cuyos sedimentos basales en la Quebrada de la Herradura y en los alrededores de Barreal llevan *Syringothyris* debió iniciarse con toda probabilidad durante el Viséano, esto es hacia el final del Carbonífero inferior, para luego desarrollarse durante el resto de los tiempos carboníferos.

Si bien el espesor de esta pila sedimentaria es relativamente reducido, por lo menos en la Quebrada de la Herradura y sus alrededores, ella no podría ser el exponente de «una transgresión temporaria del mar», como afirma Stappenbeck cuando, en la vecina Quebrada del Espino (algo más al Norte), señala la existencia de bancos calcáreos similares a los que hemos visto ya en la Quebrada de la Herradura y en la Quebrada de Perico (47, pág. 55). En contra de tal transitoriedad hablan, sin duda, el mismo carácter de los sedimentos y su probable posición con respecto a masas rígidas vecinas. En efecto, el menor espesor de la serie sedimentaria, así como también su mucho menos intensa dislocación tectónica son hechos que bien pueden explicarse por la posición del yacimiento en el mismo borde de una cuenca marina y en una zona de pedemonte expuesta a dislocaciones tangenciales de menor amplitud (especialmente frente a los diastrosismos del Paleozoico superior) y a procesos sedimentarios menos activos en comparación con lo que pudo ocurrir más al Oeste, en el ámbito del «Geosinclinal Samfrau» de Du Toit (13, pág. 67), esto es en un área de más rápido hundimiento y de más intensa acumulación sedimentaria. De cualquier manera, en la Quebrada de la Herradura, la serie de estratos que

¹ Tesis inédita del Museo de La Plata, 1945.

² Según observaciones de Cuerda y según determinaciones de Leanza, los fósiles de la base de la «Serie de la Ventana Anticlinal» de Heim no son precisamente aquellos que figuran en la lista publicada por este autor (35, pág. 272) sino: *Pseudamusium stappenbecki* Reed, *Spirifer wynnei* var. *argentina* Reed, *Spiriferina zewanensis* Dien., *Syringothyris keideli* Harrngt., *Spirifer saltensis* Reed, *Spirifer* aff. *rajah* Salt., *Productus* sp., *Reticularia* sp. y *Fenestella* sp. Para más exactos detalles, véase el reciente trabajo de Leanza (43, págs. 301-304).

sigue arriba de los esquistos con *Syringothyris*, sin duda equivale a un largo ciclo durante el cual el carácter de sus depósitos en un principio (bancos calcáreos alternando con esquistos arcillosos) nos señala la profundización de un ambiente anteriormente nerítico y luego nos acusa una fase de franca regresión (areniscas con lechos de gravillas y areniscas entrecruzadas) que llega hasta la completa eliminación del mar y su reemplazo por una amplia costa baja y arenosa, sometida a un largo proceso de remoción eólica.

Es muy posible también que luego la erosión haya suprimido una parte de la sección superior de esta serie, esto es que aquí la misma se hallara algo mutilada, como lo haría suponer la superficie de denudación que localmente establece un límite neto entre los Estratos del Tupe y los superpuestos Estratos de Patquía.

Debemos admitir, por lo tanto, que, desde el comienzo de la sedimentación de los esquistos con *Syringothyris* hasta la eliminación del mar y el completo desarrollo de la serie tupense, debió transcurrir un lapso considerable que pudo abarcar sino todos por lo menos la máxima parte de los tiempos carboníferos. Pero, para fijar exactamente la fecha en que se efectuó esta regresión y en que luego se maduró la superficie de denudación que corta los Estratos del Tupe, preciso será examinar más detenidamente los datos y los argumentos que nos permitan establecer de una manera lo más posiblemente exacta también la fecha del comienzo de la sedimentación de los Estratos de Patquía.

Para resolver este problema tan interesante y tan debatido sería necesario salir de la estrecha región en estudio para extender el examen a todas las comarcas montañosas del Oeste y del Noroeste argentino, donde los Estratos de Patquía se propagan tan ampliamente y con características tan uniformes que por un momento hasta pudo suponerse que se tratara de una formación marina (4, pág. 77). Sin embargo, como más tarde tendré que volver a ocuparme de la cuestión sobre la base de nuevos documentos, aquí sólo me limitaré a la consideración de los hechos más imprescindibles para lograr el propósito.

En todas partes, salvo casos excepcionales ya considerados por Bodenbender (4, pág. 51), el límite entre Estratos del Tupe y Estratos de Patquía está bien marcado. Lo que por de pronto salta a la vista es sobre todo el cambio brusco y notable en el carácter y la naturaleza de sus sedimentos. Los depósitos arcillosos y arenosos, de grano fino, de color grisáceo y verdusco de la masa principal de los Estratos del Tupe bruscamente y, por lo común, tras de una superficie divisoria neta, ceden lugar a las arcosas, de grano más grueso y de color más o menos intensamente rojo, de los Estratos de Patquía. A menudo también estos últimos estratos yacen sobre los anteriores en evidente discordancia angular y comienzan con gravillas y conglomerados.

En la Quebrada de la Herradura, no observamos aquel conglomerado

que en el perfil del Cerro de Guandacol he tomado como base de este complejo colorado (25, pág. 225). No existe tampoco un conglomerado rojo como aquel que en Barreal marca el comienzo de la « Serie de los Flancos del Anticlinal », considerada por Heim como equivalente local del « Paganzo 2 » (35, pág. 283). En el espesor de sus sedimentos basales se intercalan, sin embargo, lechos de gravas y pequeños rodados, que contrastan con las arenas entrecruzadas finas de la parte superior de los Estratos del Tupe.

En la misma quebrada, también se agrega un cambio brusco de facies : a los bancos calcáreos y a las arenas de una playa medanosa del complejo anterior, se substituyen depósitos continentales de amplios cauces fluviales arenosos, de vastas lagunas someras y especialmente de extensos arenales, cuya composición y cuyo color demuestran haberse acumulado bajo un nuevo régimen de clima cálido y seco.

Lo mismo debió haber ocurrido en la región de Barreal, donde a pesar de que, en Esquina Colorada y en Esquina Gris, entre sus arenas coloradas se intercalan los esquistos marinos del « Piso del *Spirifer supramosquensis* » de Stappenbeck, Heim cree que este conjunto sedimentario por sus « areniscas y conglomerados, en su mayor parte parece ser de origen terrestre como el 'Paganzo 2' de la misma edad » (35, pág. 283).

En la Quebrada de la Herradura, el límite considerado no coincide con una discordancia evidente ; pero es posible que la división neta entre Estratos de Patquía y Estratos del Tupe corresponda a una superficie de denudación a expensas de estos últimos estratos, determinada por una dislocación vertical de los mismos, esto es por un levantamiento del suelo antes de la sedimentación del complejo rojo. Ya consideré la posibilidad de estos movimientos locales, provocando reactivaciones erosivas e incrementos de desniveles, entre el Paganziano inferior y el Paganziano superior (26, pág. 225). La posibilidad de estos movimientos hoy estaría confirmada por el hecho de que, según Heim, en los alrededores de Barreal situados en el ámbito de la « Geosinclinal Samfrau » de Du Toit, en el mismo límite, es decir, entre la « Serie de la Ventana anticlinal » y la « Serie de los Flancos del Anticlinal », se observan los vestigios de « una fase de plegamiento tan intenso que los estratos y tilitas del anticlinal erigido fueron atacados y en parte nivelados por la erosión terrestre » (35, pág. 283).

Los hechos mencionados demostrarían que, en la Quebrada de la Herradura y demás localidades comparables, el límite en cuestión equivale a un lapso lo suficientemente largo como para que en su transcurso se efectuara un cambio de clima, se transformaran las condiciones del ambiente de sedimentación y se desarrollara una fase tectónica.

En base a consideraciones análogas, ya he admitido la posibilidad de que este límite pudiera colocarse dentro del Carbonífero superior y que la fase tectónica, que ha contribuido a determinarlo, pudiera corresponder al ciclo de los movimientos astúricos (25, pág. 227).

En cambio Heim, en Barreal, sitúa este límite entre el Carbonífero infe-

rior y el Carbonífero superior, en una posición en que tendríamos una discordancia determinada por el ciclo de los movimientos sudéticos. Heim basa su determinación sobre la opinión de Cowper Reed, según la cual los fósiles determinados en las intercalaciones marinas de la « Serie de los Flancos de la Anticlinal » (situadas a unos 300-400 m arriba del límite considerado) corresponden al Carbonífero superior (35, pág. 275). Pero, si estas intercalaciones corresponden al « Piso del *Spirifer supramosquensis* » de Stappenbeck, estamos, por cierto, dentro del Carbonífero superior, pero en un piso muy alto de esta serie, esto es en un horizonte que, según Fossa-Mancini, muy probablemente corresponde a lo que hoy llamamos Gshe-liense, sin excluir la posibilidad de que también pudiera tratarse de Sakmariense (22, pág. 155). Por otra parte, también Du Toit (12, pág. 35) y Reed (46, pág. 149) habían llegado a una conclusión análoga, afirmando Reed que « the species *Sp. supramosquensis* is characteristic of the Gshe-lian, which occurs immediately above the Moscovian and is therefore well below the Permian »¹. De la misma manera, Keidel, quien anteriormente (38, pág. 255), junto con Gerth (30, pág. 166), había sostenido una edad pérmica para todos los sedimentos marinos de los alrededores de Barreal, hoy admite que en la Quebrada del Salto existen dos niveles marinos: uno inferior (« Piso del *Spirifer supramosquensis* » de Stappenbeck, que atribuye al Carbonífero superior uraliano, y otro más alto, que indica como pérmico (39, pág. 189; 41, pág. 101).

Entre las diferentes interpretaciones, la más probable, en mi modo de ver, es la que atribuye al nivel inferior del marino superior de los alrededores de Barreal (« Piso del *Spirifer supramosquensis* ») una edad gshe-liense o sakmariense. Si no fuera así fallaría el paralelismo establecido entre el perfil de la Quebrada de la Herradura y el perfil de los alrededores de Barreal y, lo que sería aún más desconcertante, no tendríamos ya dónde ubicar los diferentes niveles plantíferos que, en la Quebrada de los Cerros Bayos, en Retamito y en yacimientos similares pude ubicar en el Moscoviano, inferior y superior, y en el Uraliano inferior. En las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza estos niveles plantíferos no están vinculados con los sedimentos del « Paganzo II » de Bodenbender, sino siempre se hallan debajo de éstos. Es por esto que Bodenbender los reunió todos en su « Paganzo I », inclusive su más alto nivel, es decir el del conocido yacimiento del Bajo de Velis, San Luis, que pudimos considerar del Uraliano superior; y es por la misma razón que el mismo autor ubicó en el « Permo-trías » la serie de los depósitos colorados inmediatamente superpuestos (4, pág. 90).

¹ En realidad, Du Toit y Reed concluyen por afirmar que el conjunto de los fósiles de Barreal, integra una fauna seguramente carbonífera, probablemente a colocarse hacia la base del Carbonífero superior. Sin embargo, al mismo tiempo Du Toit sostiene que los conglomerados (con aspecto de tilitas), vinculados con los niveles fosilíferos, más o menos corresponden al límite entre Moscoviano y Uraliano.

Volveré sobre la cuestión en el capítulo próximo, apelando a nuevos argumentos. Mientras tanto, sobre la base de los hechos hasta ahora considerados, con mucha probabilidad podría admitirse que el límite entre Estratos del Tupe y Estratos de Patquía coincide con un momento geológico acaecido a mediados del Carbonífero superior, entre Moscoviano y Uraliano, o quizás dentro del Gsheliense, entre niveles comparables con la « zona del *Omphalotrochus* » y la « zona del *Productus cora* »; y el movimiento tectónico que eliminara el mar carbonífero pertenecería, como ya supuse, al ciclo de los movimientos astúricos.

LA CIÉNAGA DEL VALLECITO, SAN JUAN

Entre los cordones serranos con núcleo ordovícico cruzados por el camino de Jáchal a Huaco y surcados profundamente por la quebrada del Río de Huaco, existe una depresión intermontanea abierta al Sur, hacia el valle del Río de Jáchal. La depresión, evidentemente de origen erosivo, fué excavada en sentido subsecuente sobre las cabeceras de los « Estratos de Paganzo », luego nivelada por aluviones recientes y, finalmente, incisa por el cauce actual del río. Sobre la pequeña terraza, que así se ha formado, se extienden los cultivos y se desparrama la población de la aldea de la Ciénaga del Vallecito.

La localidad es bien conocida. Por ella pasa uno de los perfiles publicados por Stelzner (48, lám. I, perf. 5), en 1885. En este perfil, el valle de la Ciénaga está excavado en el espesor del ala occidental del anticlinal cuyo núcleo está formado por las calizas ordovícicas de Agua Hedionda. De acuerdo con los conceptos erróneos de Geinitz, quien había sostenido que debían considerarse de edad rética todos los yacimientos con carbón y todas las plantas fósiles coleccionadas por Stelzner, en su viaje (1873) por las provincias de Mendoza, San Juan y La Rioja (29, pág. 14), Stelzner indica los estratos que allí afloran como « rhätische Sandsteine » o « rhätische Sedimente » (48, pág. 74).

Un segundo perfil que pasa por la misma localidad fué publicado más tarde por Stappenbeck (47, perfil I), quien, en cambio, atribuyó todo el conjunto de los mismos sedimentos a los « Estratos de Paganzo » de Bodenbender. Stappenbeck describe este conjunto diciendo que « en la Ciénaga del Vallecito hay areniscas de arkoses coloradas y blancas, que se inclinan al oeste y que una falla pone en contacto con el cordón siluriano occidental. En la pendiente oriental del Vallecito se encuentran conglomerados gruesos, compuestos de las varias rocas y, abajo de ellos, sucesivamente: grauvasas cuarcíticas, rojizas y cuarcitas con inclinación de 65°-O; areniscas grises de grauvasa y conglomerados con rodados de grauvasa; areniscas coloradas de arkose, rumbo N-10°-O, inclinación 35°-O; areniscas coloradas y rojizas alternadas; areniscas grises y coloradas, algo pizarreñas; areniscas

rojo-blanquizas, en capas gruesas y areniscas moradas en capas delgadas y conglomerado fino rojo blanquizo; areniscas coloradas y blancas en mantos gruesos; areniscas blancas con concreciones esferoidales gruesas, que sobre un núcleo de la misma arenisca blanca poseen una corteza de limonita, petrográficamente parecidas a las areniscas blancas con restos de *Archaeocalamites scrobiculatus* del Cajón de Montañas; areniscas verdosas en lajas colocadas horizontalmente, después pizarras arcillosas y areniscas algo levantadas. Por abajo de estas capas sigue la cal siluriana, en completa discordancia. Subiendo la cuesta escarpada, en la quebrada, se ve en la altura la cal siluriana en posición horizontal y arriba los estratos de Paganzo, que forman el cerro tabular llamado Cerro Pocito » (47, págs. 48-49).

Bodenbender no menciona esta localidad sino muy de paso cuando describe regiones próximas. En efecto, a ella se refiere sólo cuando dice que « las psamitas, en la pendiente del Devon del cerro del Fuerte, siguen con corrida Norte hasta la Cieneguita, en la Quebrada de Huaco (cerca de 5 leguas desde el cerro del Fuerte), pero descansan aquí directamente sobre la caliza silúrica, teniendo la misma inclinación y la misma corrida que ésta. Por abajo, las psamitas (que Bodenbender considera del *Permo-Carbon*) son grises, micáceas, calcíticas, pasando arriba en un sistema muy considerable de psamitas de color colorado y parduzco » (2, pág. 216). Más tarde repite también que « areniscas grises y arriba coloradas, puestas en la falda occidental del Cerro del Fuerte sobre el Devono, siguen en dirección al norte con aumento muy considerable de su espesor y con completa desaparición del Devono hasta Cieneguita y Huaco reposando en este último punto directamente sobre la caliza silúrica » (3, pág. 236).

Keidel no menciona esta localidad; pero evidentemente se refiere a sus alrededores cuando, comentando las anteriores noticias de Bodenbender y Stappenbeck, advierte que, en el Este y en el Oeste, la faja de sedimentos marinos del Paleozoico inferior del Cerro del Fuerte está acompañada por una serie de areniscas micáceas de color rojizo o pardusco, a menudo arcillosas y conglomerádicas, conteniendo muchas camadas tobíferas y tobas alteradas, violetas y verduscas. Y agrega: « Se deben distinguir aquí dos formaciones diferentes. La parte inferior, de espesor mayor, Bodenbender y Stappenbeck la han considerado como perteneciente a los estratos inferiores de Gondwana, pero cuya edad exacta no se conoce todavía en esta localidad. La fracción superior, que no está limitada nitidamente en su yaciente, representa indudablemente una porción de los estratos calchaqueños del terciario. Sobre estas capas sigue hacia afuera, en el poniente, y en concordancia aparente, una faja ancha de rodados estratificados y dislocados, de color gris oscuro, y finalmente el ancho lecho del Río Jáchal bordeado por sus anchos planos de loes » (37, págs. 29-30).

El croquis de un perfil transversal, trazado rápidamente a lo largo del camino de cornisa que recorre la garganta del río Huaco, en sus líneas generales concuerda con los datos que terminamos de considerar. En el

perfil (fig. 10) más o menos de WSW a ENE se observan, en efecto, los términos siguientes :

1. Conglomerados dislocados del Cenozoico.

2. Conglomerado, de tipo *fanglomerate*, formado casi exclusivamente de trozos angulosos o rodados, grandes y pequeños, hasta bloques, mezclados sin orden, de pórfidos cuarcíferos, porfiritas y especialmente tobas porfiríticas rojas, moradas, verdes, ligados por materiales intersticiales arenoso-tobáceos, bien cementados, a veces muy abundantes hasta reunirse en partes formando sedimentos tobáceos intercalados.

3. Areniscas, limos y conglomerados colorados de los Estratos de Patquía (Piso II del Paganziano de Bodenbender).

4. Arcillo-esquistos gris-verduscos y areniscas grises, en tonos claros, de los Estratos del Tupe (parte superior del Piso I del Paganziano de Bodenbender).

5. Arcillo-esquistos verdosos y parduscos y areniscas gris-verduscas, en tonos oscuros de los Estratos de Guandacol (parte inferior del Piso I del Paganziano de Bodenbender).

6. Calizas y dolomitas del Ordovícico con *Maclurites sarmientoi* Kays., *M. avellanadae* Kays., *Cyrtoceras* sp., *Orthis huarpa* Harrgt. et Leanza, *Taffia niquivili* Harrgt. et Leanza, *Monticulipora argentina* Kays., etc.

El vallecito de La Ciénaga ha sido excavado en las capas más deleznable de la parte superior de los Estratos del Tupe, cerca de su límite con los superpuestos Estratos de Patquía. Debido a los aluviones recientes del fondo del valle, aquí este límite no es visible. Pero poco más al Sur, a la derecha del camino que de Jáchal lleva a Huaco, parecería que las dos formaciones pasaran una a la otra por mutua interposición. De todos modos su límite divisorio no es neto y la parte inferior de los Estratos de Patquía, por unos 80 m de espesor, está constituida por una alternación de capas y

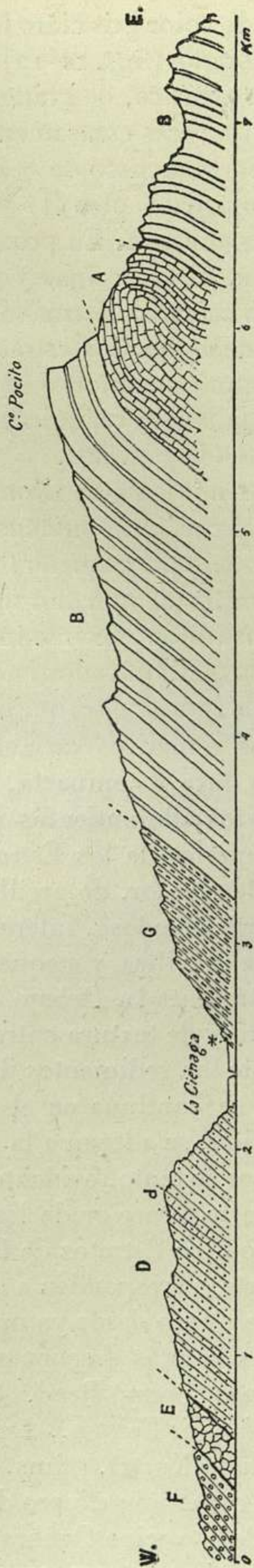


Fig. 10. — Croquis del perfil de la Sierra de Huaco : A, Ordovícico ; B, Estratos de Guandacol ; C, Estratos de Patquía ; D, Estratos del Tupe ; E, Aglomerado porfirítico ; F, Rodados dislocados del Cenozoico ; d, nivel calcarífero de los Estratos de Patquía ; *, Yacimiento fosilífero de los Estratos del Tupe

bancos de color gris claro hasta casi blanco y de capas y bancos rosados hasta bien colorados (figs. 11-12). Este conjunto, en todo caso está formado por una arenisca arcósica, de grano mediano a grueso, en partes fino y en partes casi gravilla, a veces escasamente cementada, y termina en la parte superior con un banco blancuzco de 8-10 m de espesor, arriba del cual el característico color rojo del « piso II » del Paganziano superior se establece ya de una manera definitiva. En proximidad de este banco los materiales arcósicos de las capas blanquecinas y rosadas están más fuertemente consolidados por cemento calcáreo, formando un nivel característico, que evidentemente corresponde a aquellos estratos calcaríferos de que nos habla Bodenbender y que, según este autor, « se hallan especialmente en la parte media del piso II y no faltan en casi ninguna región, si bien las más veces de un reducido espesor » (4, pág. 50).

Frente a la casa de Dionisio Tejada, entre el borde de la terraza del río y el pie del cordón montañoso por donde sube el camino a Huaco, la erosión ha respetado un pequeño testigo (fig. 12), que incluye una capa con abundantes restos de una flórmula de particular interés. El yacimiento fosilífero está constituido por una intercalación, de 8 a 10 cm de espesor, de arcillo-esquistos, estratificados en capas finísimas, onduladas, algo irregulares, de superficie sedosa por diminutas partículas de mica blanca, de un color gris de tonos y matices variables. Arriba el testigo termina con un banco de arenisca dura y compacta, de grano fino, de cerca de un metro de espesor, que, en los afloramientos próximos, se halla intercalado en la base de la parte superior de los Estratos del Tupe, formada por una serie, de unos 100 m de espesor, de arcillo-esquistos en capas finas, muy comprimidas y de superficie sedosa, intercalados entre bancos de areniscas en partes con lentes de gravillas y pequeños rodados y en partes de grano fino y de textura entrecruzada. Debajo de la capa plantífera, siguen areniscas de color gris claro y de textura entrecruzada que en el testigo muy pronto se ocultan debajo de los sedimentos de la terraza, pero que, pocos metros al Este del mismo, se continúa en el resto de los Estratos del Tupe que, con fuerte inclinación, se adosan a la masa orográfica.

Es, por lo tanto, evidente que el nivel con plantas fósiles se halla incluido en la parte superior de los Estratos del Tupe, unos 100 m debajo de su límite con los Estratos de Patquía. Las plantas que integran su flórmula en gran parte corresponden a especies nuevas que habrá que describir oportunamente; pero desde ya puede adelantarse que sus elementos más característicos y más frecuentes son: *Eremopteris Whitei* Berry, *Adiantites peruvianus* (Berry) Read, *Adiantites* sp., *Sphenopteridium* sp., *Rhacopteris septentrionalis* Feistm., *Lepidodendron peruvianum* Goth. y *Noeggerathiopsis cuneata* (Kurtz), (láms. III y IV). Se trata pues de una flórmula evidentemente carbonífera, pero de un Carbonífero mucho más alto que el de la flórmula de la vecina Quebrada de la Herradura. Por sus componentes esenciales podríamos compararla con la flórmula de El Saltito en la Quebrada

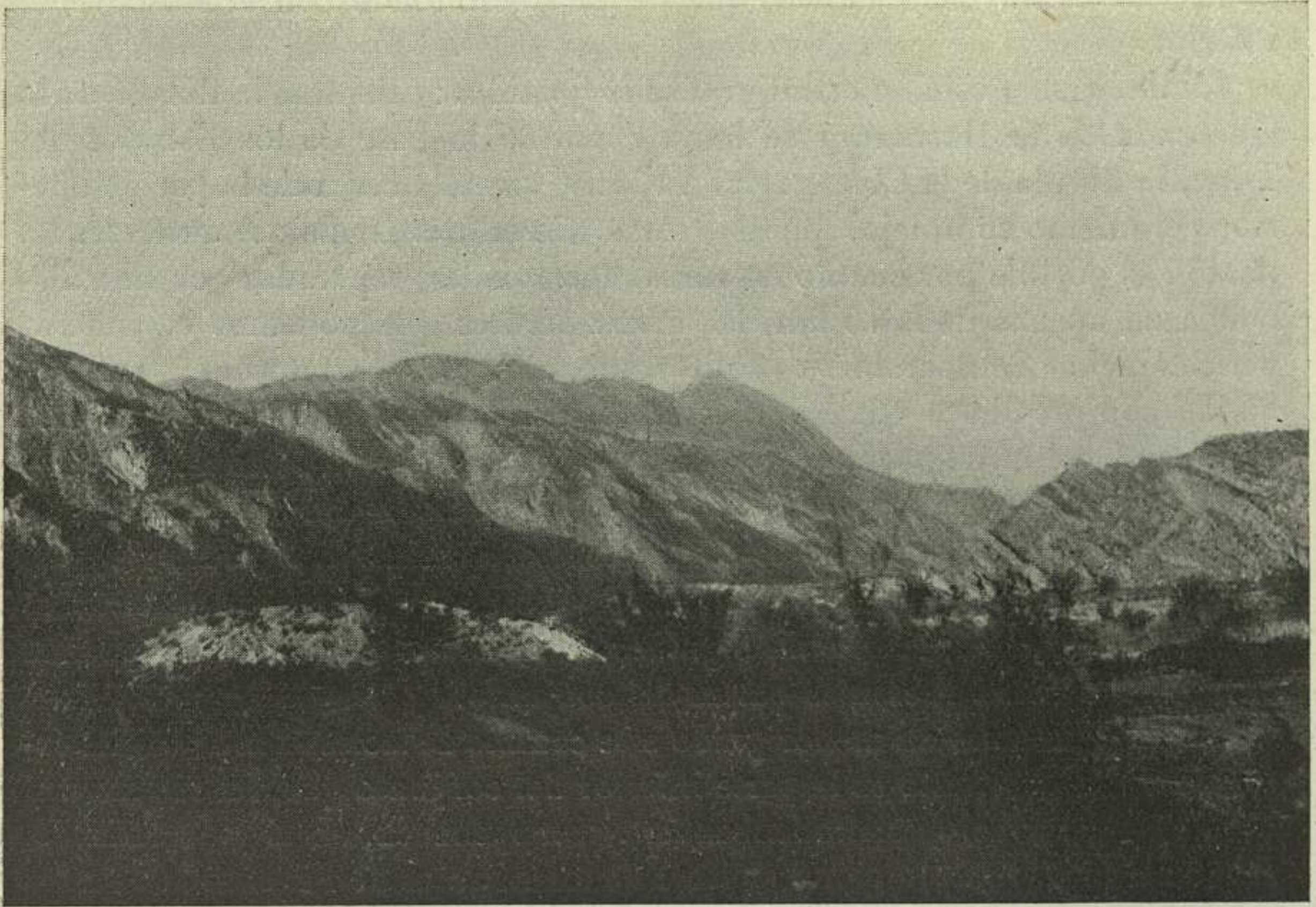


Fig. 11. — La Ciénaga del Vallecito, mirando hacia Sur. Estratos del Tupe (a la izquierda) y Estratos de Patquía (a la derecha); al fondo el núcleo anticlinal formado por caliza del Ordovícico inferior.

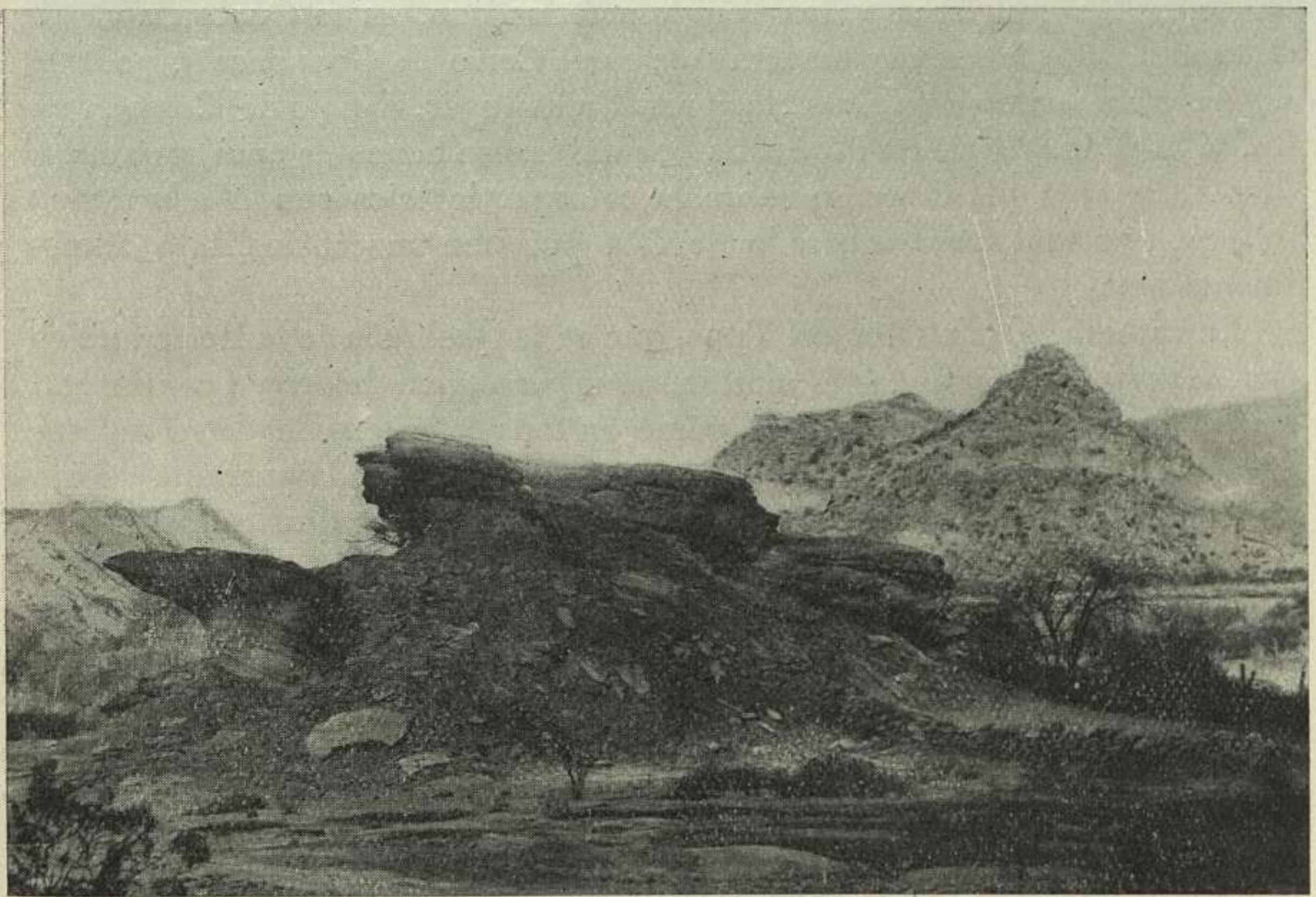


Fig. 12. — La Ciénaga del Vallecito. Testigo de Estrato del Tupe con restos de plantas del Carbonífero superior. Al fondo la sección inferior de los Estratos de Patquía. Esta fotografía continúa la anterior (fig. 11)

de los Cerros Bayos, Mendoza, que he ya sincronizado con el Moscoviano inferior.

También su posición estratigráfica lo justifica: mientras la flórula de la Quebrada de la Herradura se halla cerca de la base de los Estratos del Tupe, la flórula de la Ciénaga del Vallecito se halla cerca de la parte superior del mismo complejo, quizás a unos 150 m más arriba del anterior. La ilación es posible por cuanto en ambas localidades, separadas por una distancia de apenas unos 15 km, hallamos perfiles que podemos considerar perfectamente comparables: aquí como allá, los Estratos del Tupe se hallan comprendidos entre dos series análogas, esto es, entre los Estratos de Guandacol en su yacente y los Estratos de Patquía en su tope.

Es interesante comprobar, sin embargo, como a tan corta distancia, vemos modificarse la facies de los diferentes términos del perfil, y vemos también intercalarse un nuevo miembro, esto es el aglomerado porfirítico, que, en mi opinión, reviste un significado particular para la interpretación cronológica de las diferentes partes del conjunto.

La serie que sufre en menor grado este cambio de facies es la de los Estratos de Guandacol, esto es la parte inferior del conjunto que, en sus mapas, perfiles y descripciones, Bodenbender y Stappenbeck, en la Quebrada del Río de Huaco, indican como « piso I de los Estratos de Paganzo »: con sus 400 a 500 m de espesor, también aquí ellos forman una serie monótona en la cual esquistos arcillosos de color gris-verde oscuro, en capas finas, muy comprimidas, alternan con bancos de areniscas duras, más o menos espesos, de color gris verdusco o amarillento. Sin embargo, en su base faltan aquellas grauvacas y los conglomerados que, en la Quebrada de la Herradura (de la misma manera que en el Cerro de Guandacol), podrían interpretarse como depósitos glaciares. En su lugar, debajo del Cerro Pocito, la base de la serie está formada por un grueso banco de arenisca amarillenta (fig. 13) que descansa sobre la caliza ordovícica con *Maclurites* en posición normal, pero separado de ésta por una superficie lisa y sumamente neta ¹.

En cambio, los Estratos del Tupe, que en la Quebrada de la Herradura en su mayor parte son de facies marina, aquí parecerían de origen continental en su totalidad: en La Ciénaga, como en toda la extensión de su espesor cortado por el camino de cornisa a lo largo de la profunda garganta del río de Huaco, hasta ahora no pudieron descubrirse arcillo-esquistos fosilíferos,

¹ Sobre esta superficie, en el dorso de la charnela del núcleo calcáreo, al lado del portezuelo por donde el camino a Huaco desciende bruscamente para cortar el río a la altura de Agua Hedionda, entre los escombros de la caliza ordovícica denudada, se hallan fragmentos de una caliza diferente, que se destacan por su pátina negra, por su mayor compacidad y por contener, a veces, numerosos ejemplares de *Liorhynchus bodenbenderi* Kays., esto es de un Braquiópodo característico para el Gotlándico superior. Si bien el origen de estos fragmentos no es seguro, parecería afinarse la suposición de que la base de los Estratos de Guandacol pudiera incluir también sedimentos del más alto Gotlándico.

ni los bancos calcáreos que hemos visto en el perfil de la Quebrada de la Herradura. Estos sedimentos aquí están reemplazados por los arcilloesquistos sedosos y las areniscas ya descritas, con intercalaciones de estratos carbonosos y vestigios de plantas. En proximidad de Agua Hedionda, poco arriba de los Estratos de Guandacol de los cuales, también aquí, parecen pasar en transición, ellos contienen aquel depósito de carbón, ya señalado por Bodenbender en la margen derecha del río de Huaco (2, pág. 216) y comparado por este autor con el «Culm de Retamito», que

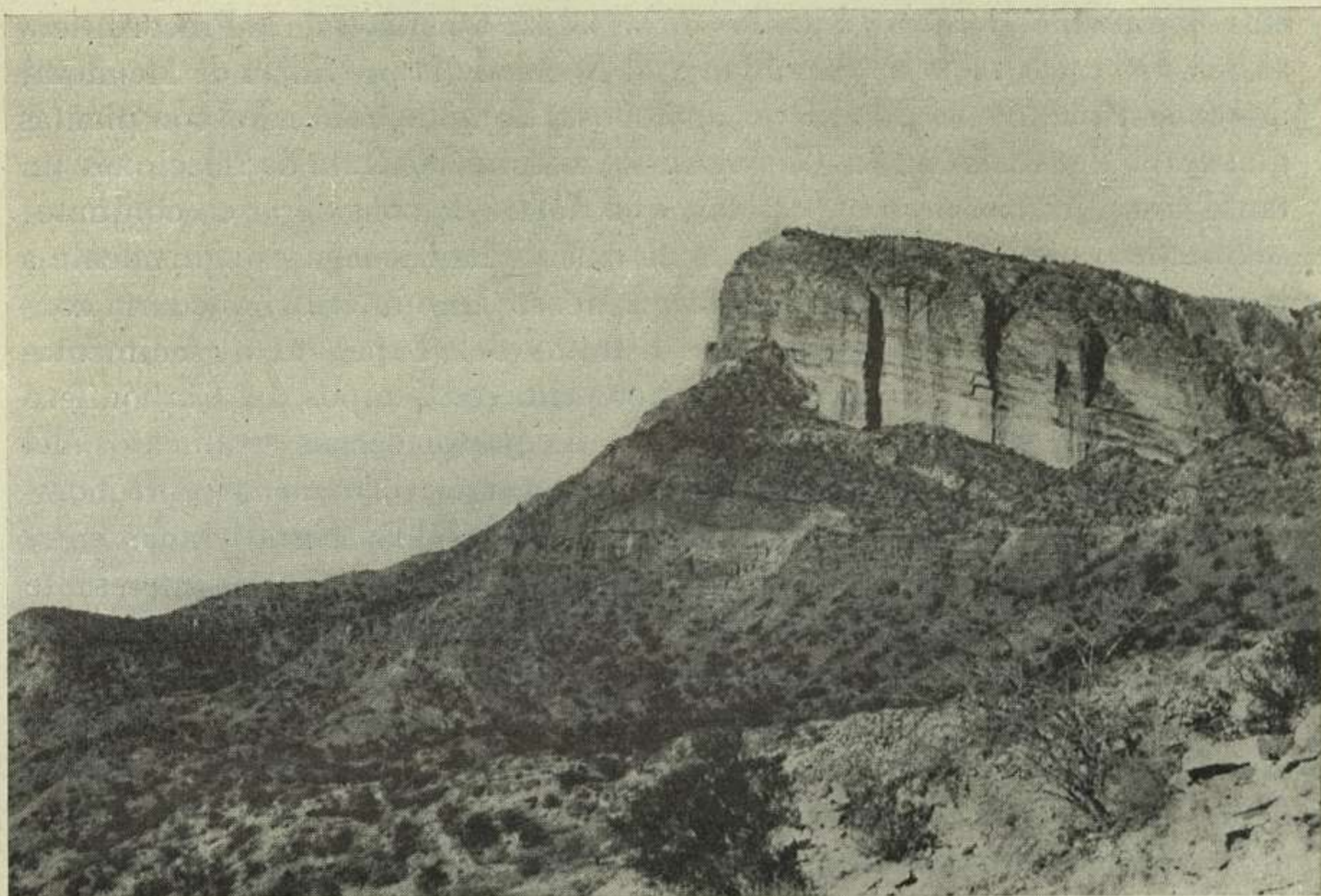


Fig. 13. — Cerro Pocito. Base de los Estratos de Guandacol sobre las calizas con *Maclurites* del Ordovícico inferior

ocupa una posición análoga y homóloga a los esquistos con *Lepidodendron australe* cerca de la base de los Estratos del Tupe en la Quebrada de la Herradura.

También los Estratos de Patquía en el perfil de La Ciénaga asumen facies algo diferente. Si bien en su totalidad constituídos por arcosa, como en todas partes, y si bien en su sección superior ostentan ya su aspecto propio e inconfundible, en su sección inferior se componen, en cambio, de aquella alternancia de estratos gris claros y rosados que hemos ya descrito.

En fin, en el perfil de La Ciénaga, en ambos flancos del anticlinal, entre los Estratos de Patquía y los conglomerados dislocados del Cenozoico, se intercalan el aglomerado porfirítico y las tobas de que carece el perfil de la Quebrada de la Herradura. Evidentemente, en esta localidad, donde los

Estratos de Patquía apenas muestran un espesor de 200 m, este horizonte porfirítico debió haber sido destruído por la denudación, junto con gran parte de los subyacentes estratos colorados.

Estas diferencias, que a primera vista parecerían complicar el problema, pueden contribuir, en cambio, a aclarar varios puntos que aún permanecen oscuros. Por de pronto, nos permiten completar una comparación entre nuestros perfiles y el perfil de Barreal, donde arriba de un conjunto estratigráfica y cronológicamente comparable con los Estratos de Patquía también se halla un horizonte porfirítico; y nos consienten ensayar una comparación entre los mismos perfiles y aquellos de las faldas orientales de la Precordillera al Sur de la provincia de San Juan y al Norte de la provincia de Mendoza, donde existen niveles plantíferos análogos y homólogos al nivel con plantas que acabo de señalar en La Ciénaga del Vallecito. Se trata de relaciones un tanto complicadas, pero expresivas, que trataré de considerar en conjunto.

Si, como parece indiscutible, la flórua de La Ciénaga es equivalente a la de El Saltito y si ésta corresponde al Moscoviano inferior, quedaría confirmada la suposición de que los Estratos del Tupe, cuya sedimentación seguramente comenzara desde los primeros tiempos del Carbonífero inferior, en su sección media y superior ya comprenderían sedimentos del Carbonífero superior. Esta interpretación parecería plenamente corroborada por hallazgos realizados recientemente en las faldas cordilleranas entre Cruz de Caña y Carpintería, en la provincia de San Juan. Creo interesante anticipar, al respecto, que el doctor O. L. Braccacini, Jefe del Servicio Geológico de Y. P. F. y el señor F. L. Dara, ex alumno del Instituto del Museo de La Plata, quienes realizan estudios en aquella región, han tenido la deferencia de someter a mi examen una abundante colección de plantas fósiles extraídas de las capas que forman el techo de los Estratos del Tupe al Oeste del Cerro Bola, próximo a Cruz de Caña, y en la Quebrada del Río de la Mina, que desciende de los Cerros de la Rinconada, frente a Carpintería. Además de algunas formas seguramente nuevas, entre sus numerosos ejemplares en ella pude determinar las especies siguientes: *Eremopteris Whitei* Berry, *Sphenopteridium* cf. *cuneatum* Walk., *Sphenopteridium* sp., *Rhacopteris frondosa* Walk. sp., *Rhacopteris septentrionalis* Feistm., *Adiantites peruvianus* (Berry) Read (lám. V, fig. 1), *Adiantites* sp., *Aneimites* sp. aff. *A. virginianus* White, *Diplotmema* sp., *Gondwanidium Plantianum* (Carr.) Gerth (lám. V, figs. 2-3), *Gondwanidium argentinum* (Kurtz), *Noeggerathiopsis cuneata* (Kurtz), *Noeggerathiopsis* sp. En su conjunto, no hay duda de que la flórua del nuevo yacimiento tiene un aspecto más joven aun que la del nivel plantífero de La Ciénaga y quizás también algo más que el de la flórua de La Playita, en Mendoza, que he supuesto de edad westfaliana (moscoviana) superior (25, pág. 256). En él llama particularmente la atención el hecho de que los tipos carboníferos (*Eremopteris*, *Sphenopteridium*, *Adiantites*, *Aneimites*, *Rhacopteris*, *Diplotmema*), que vienen de niveles más antiguos, pasan a un

lugar subalterno frente a tipos, como *Gondwanidium* y *Noeggerathiopsis*, seguramente más recientes. Sorprende sobre todo *Gondwanidium plantianum*, que no sólo se presenta como el elemento predominante, sino también con ejemplares que podemos identificar con los más típicos entre aquellos que Feistmantel ha publicado para los Estratos de Talchir-Karharbari, en la India (14, pág. 10, láms. 2-6). En esta flórula, sin embargo, falta todavía todo vestigio de *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Schizoneura* y otros tipos que caracterizan la flora de Talchir. En el Oeste argentino, estos tipos, más o menos mezclados con elementos más viejos, recién aparecen en niveles algo más altos, como el del Arroyo Totoral, en la Sierra de los Llanos de La Rioja, ya mencionado por Bodenbender, Kurtz, Keidel, Du Toit, Freyberg y Gothan. En Carpintería, al Este del perfil del doctor Bracaccini, según Bodenbender los mismos elementos (*Glossopteris ampla* Dana) aparecen junto con *Bergiopteris insigne* Kurtz, *Lepidodendron peruvianum* Goth. y *Calamites peruvianus* Goth. (4, pág. 86), recién en un nivel que, según una inspección reciente (noviembre, 1945), se hallan casi inmediatamente debajo del contacto con los superpuestos Estratos de Patquía. Lo mismo ocurriría en la próxima quebrada de los Jejenes, donde según el mismo autor (sobre determinaciones de Kurtz), *Glossopteris Browniana* Brongt. y *Gangamopteris cyclopteroides* (McCoy) Feistm. están asociados con *Rhacopteris*, *Sphenopteris*, etc. (4, pág. 87), en la parte más alta de una serie que, como en la Quebrada de la Herradura y en la Quebrada de Huaco, está comprendida entre los Estratos de Guandacol y los Estratos de Patquía¹, y que, según datos ya publicados (23) y los nuevos materiales también recibidos por el doctor Bracaccini, en su base seguramente incluye niveles con restos de la « Flora de *Rhacopteris* » y probablemente también de la « Flora de *Lepidodendron* ».

Si, como es muy posible, admitimos que en los 100 m de sedimentos que separan el nivel fosilífero de La Ciénaga del Vallecito de los superpuestos Estratos de Patquía la flora pudo evolucionar hasta mezclarse con los primeros tipos seguramente gondwánicos, como sucede en los estratos más altos del mismo complejo en las laderas orientales de la Sierra Chica de

¹ En las faldas orientales de la Sierra Chica de Zonda, por lo menos entre Cruz de Caña y Quebrada de los Jejenes, el Paganziano tiene un desarrollo típico, perfectamente comparable con el del perfil del Cerro de Guandacol, en sus rasgos esenciales. Los Estratos de Patquía tienen un desarrollo limitado, porque generalmente, en parte o en su totalidad, están truncados tectónicamente. Los Estratos del Tupe llevan las características intercalaciones de niveles plantíferos y carbón. Los Estratos de Guandacol, de notable espesor, presentan, entre bancos duros de areniscas y conglomerados, las inconfundibles intercalaciones de esquistos arcillosos y arenosos, densos, comprimidos, casi foliáceos (con aspecto de varves) y, en su base, aquel espeso conglomerado de aspecto glaciar, que Du Toit (12, págs. 29-30 y fig. 2) ha indicado como « the first glacial of the Paganzo System ». Especialmente en los esquistos hojosos este complejo lleva impresiones de maderas, generalmente de pequeños troncos y ramitas leñosas, pero no impresiones de tallos y de frondas que pudieran prestarse a una determinación segura.

Zonda, entonces, en ambas regiones y contemporáneamente a las transgresiones carboníferas en zonas vecinas, tendríamos una serie de sedimentos continentales a través de cuyos niveles plantíferos vemos evolucionar una flora que desde una « Flora de *Lepidodendron* » o, por lo menos, desde una « Flora de *Rhacopteris* pura », llega hasta una « Flora de *Glossopteris* impura », como la que caracteriza la flora de los Estratos de Talchir-Karharbari en la India, de los Estratos de Tubarão en el Brasil, y de los Estratos de Dwyka en África austral. En otros términos, tendríamos una serie contemporánea con el conjunto de aquellos sedimentos australianos que van desde la Serie de Burindi hasta la parte inferior de la Serie de Kamilaroi inclusive ; es decir que, desde el Turnesiano o, por lo menos, desde el más antiguo Viseano, comprende hasta parte, por lo menos, del Gsheliano.

De esta manera, por un camino algo diferente, llegamos a la misma conclusión a la cual hemos arribado en el capítulo anterior, al considerar los sedimentos, en su mayor parte marinos, de los Estratos del Tupe que afloran en la Quebrada de la Herradura.

Ahora bien, si los Estratos del Tupe abarcan la totalidad o casi la totalidad de los tiempos carboníferos ¿cuál será la edad del « piso II » de los Estratos de Paganzo y del conglomerado porfirítico que, en la Ciénaga del Vallecito y en la Quebrada del Río Huaco, siguen arriba de estos estratos?

En el siguiente capítulo discutiré el problema cronológico de los Estratos de Patquía con el subsidio de nuevos datos que he de considerar de primordial importancia. Aquí, después de haber llegado a la conclusión de que el límite superior de los Estratos del Tupe o, lo que es casi lo mismo, el límite inferior de los Estratos de Patquía (puesto que aquí aparentemente los dos complejos pasan uno al otro en transición) muy probablemente corresponde al Uraliano medio, sólo trataré de averiguar la edad del límite superior de los Estratos de Patquía y de los superpuestos conglomerados porfiríticos. Para ello también tenemos importantes datos comparativos traídos de las demás localidades ya bien conocidas en otros sectores de la Precordillera de San Juan y de Mendoza.

En los alrededores de Barreal, seguramente el aglomerado porfirítico que, en ambos flancos del anticlinal de la Quebrada de Huaco, cubre los Estratos de Patquía, corresponde a las « capas con pórfido cuarcífero » que, según Heim, con su « conglomerado grueso de base » descansa discordantemente sobre la « Serie de los Flancos del Anticlinal » (35, pág. 277), esto es sobre sedimentos que el mismo autor sincroniza con el « Paganzo 2 » de Bodenbender (35, pág. 283). Heim no se define acerca de la edad de estas « capas con pórfido cuarcífero », diciendo que « seguro es solamente que su edad está entre el Carbónico superior y el Triásico superior » (35, pág. 284) ; pero si, como recalca el mismo autor, sobre estas capas conglomerádicas y los respectivos mantos de pórfido cuarcífero sigue la potente « Serie triásica », que empieza con conglomerados y tobas con *Zuberia* (35, pág. 279), evidentemente debemos admitir que, por lo menos, aquí

los pórfidos cuarcíferos se hallan en la base de esta serie triásica. Y podemos deducir también que la discordancia que separa estos pórfidos de la subyacente « Serie de los Flancos del Anticlinal » (Estratos de Patquía) con mucha probabilidad puede corresponder al ciclo de los movimientos pfallzicos, entre el Pérmico y la base del Triásico.

Relaciones análogas existen en las faldas orientales precordilleranas entre San Juan y Mendoza. Estas relaciones fueron ya ensayadas por Stappenbeck cuando este autor trató de situar en la parte superior de los « Terrenos de Paganzo » tanto los conglomerados con trozos de rocas volcánicas, que yacen sobre las areniscas coloradas de la pendiente occidental del Cerro del Fuerte, al Oeste de Jáchal, y en la pendiente oriental del Vallecito, en el flanco oriental del anticlinal de la Quebrada de Huaco (47, pág. 48), como los conglomerados con abundantes rodados de pórfido cuarcífero de la Quebrada de la Fuente, entre el Cerro de los Cordobeses y la Quebrada de Canota, de Agua Colorada, al Oeste de Casa de Piedra, del Cerro del Manantial y Cerro de los Bayos, de la Sierra de las Peñas, cerca de la Quebrada de las Higueras, etc., en la parte septentrional de la provincia de Mendoza (47, págs. 52-54), y también los « conglomerados compuestos esencialmente de peñascos de pórfido cuarcífero » al Este de Barreal, San Juan (47, pág. 45). En cuanto a su edad, Stappenbeck coloca este conjunto conglomerádico en la parte superior (Piso II) de los Estratos de Paganzo, que supone pertenezca « más o menos al permiano o al triásico inferior o medio » (47, pág. 53); pero, al mismo tiempo, por lo que se refiere a la discordancia que se observa debajo de este complejo, sostiene que « el tiempo del levantamiento de la sierra es posterior a la época del *Spirifer supramosquensis* y anterior a la efusión de los porfiritos prerhéticos de la Sierra de Mal País, es decir, que con mucha probabilidad corresponde a la época permiana » (47, pág. 55).

Harrington trató de puntualizar estas relaciones separando el complejo conglomerádico de Stappenbeck en dos horizontes bien diferentes: uno inferior, formado por el conglomerado rojo de Las Peñas, cerca de la Quebrada de las Higueras (junto con su potente serie de areniscas y esquistos) y por un remanente de conglomerado análogo situado al Oeste del mogote de Las Pircas, en la quebrada del mismo nombre, que, en realidad, no contienen rodados de porfiritas ni de pórfidos cuarcíferos; otro superior, en la Sierra de Mal País, separado del anterior por « un potente manto de rocas efusivas mesosilícicas que terminan, hacia su parte superior, con vulcanitas ácidas », correspondiente a los demás conglomerados mencionados por Stappenbeck y que en su mayor proporción realmente está formado por rodados de pórfidos cuarcíferos y de porfiritas (33, pág. 18). Después de haber discutido las relaciones de estos conglomerados con los demás integrantes estratigráficos de la región, Harrington llega a las conclusiones siguientes: los sedimentos más altos del Paleozoico superior (Pérmico) que afloran en las Sierras de Villavicencio y Mal País forman parte

del manto de corrimiento hercínico del Cerro Pelado, en Mendoza, ya definido por Keidel, y la cubierta de rocas sedimentarias y volcánicas, que sobre ellos yace en discordancia, corresponden íntegramente al Triásico: el conglomerado de la Quebrada de las Peñas y de la Quebrada de las Pircas, junto con las areniscas coloradas con éste directa o indirectamente vinculadas son del Triásico inferior o quizá también de la parte baja del Triásico medio; el superpuesto manto de porfiritas y pórfidos cuarcíferos, junto con las brechas, tobas y demás piroclásticos asociados pertenecen al Triásico medio; la serie que sigue arriba, iniciándose con un conglomerado basal en discordancia sobre las porfiritas en la zona de Los Clementillos corresponden al Triásico superior incluyendo, en su sección anterior, las tobas y los esquistos bituminosos del llamado Rético. La discordancia, que se intercala entre las areniscas coloradas preporfiríticas y el superpuesto manto de pórfidos, habría sido determinada, por lo tanto, por movimientos triásicos (33, pág. 53), esto es por dislocaciones acaecidas durante la sedimentación de la serie que Keidel ha sincronizado con la Serie de Panchet, en la India, y con la parte superior de la Serie de Beaufort, en África del Sur (38, pág. 368), y anteriormente al segundo ciclo tectónico intertriásico, que recién se intercalaría en la serie algo más tarde, entre los pórfidos y los superpuestos sedimentos supatriásicos.

Keidel en un principio había colocado en el Pérmico todos los depósitos precordilleranos vinculados con manifestaciones glaciares y conteniendo (según viejas determinaciones de Kurtz) restos de la Flora de *Glossopteris*, esto es la máxima parte del « Piso I » del Paganziano de Bodenbender; pero, al mismo tiempo, bajo la denominación de « Estratos de Paganzo », en un sentido más restringido, atribuía a un Triásico prerético las areniscas rojas del « Piso II » de Bodenbender y las rocas volcánicas (pórfidos, keratófiros, etc.) de la parte superior del mismo complejo (38, págs. 268, 368). A la sazón, Keidel no mencionaba una discordancia entre estas areniscas y los pórfidos, sino distinguía una discordancia regional en la base de sus « Estratos de Paganzo », esto es entre el supuesto Pérmico superior y el Triásico inferior, y otra discordancia arriba de los pórfidos, en la base de sus « estratos réticos ». Pero más tarde Keidel, al descubrir, en los alrededores de Barreal, la fauna marina con *Syringothyris* y *Cyrtospirifer*, y al identificar, en la Quebrada de Uspallata, una « Serie de Jarillal », formada principalmente por arcillas y areniscas de color rojo pardusco, encerrando en su base depósitos glaciares e incluyendo también una intercalación marina con *Pleurotomaria advena* Reed, esto es un gasterópodo « característico de la fauna del carbónico superior, descubierta, ya hace años, en el bajo cordón occidental de la Sierra de Tontal » (40, pág. 27), modificó un tanto su opinión admitiendo en la Precordillera la existencia de un Carbonífero superior y la posibilidad de que la transgresión del Carbonífero superior, si bien fugazmente, pudo llegar hasta la región de la Quebrada de Uspallata, dejando vestigios de sus organismos en las capas más bajas de la Serie del

Jarillal ; pero, sigue afirmando que los depósitos del marino-glaciar de los Estratos de Tontal, esto es el « Piso del *Spirifer supramosquensis* » de Stappenbeck ¹), corresponde al Pérmico inferior (42, pág. 114 ; 39, pág. 189 ; 40, pág. 19 ; 41, pág. 101), de la misma manera que « la sucesión de capas del Paleozoico superior del Cerro Pelado, cuyas tilitas y otros sedimentos ... es factible ubicar en el Pérmico inferior » (40, págs. 19-21). Luego, en cuanto a la discordancia cuya edad estamos averiguando, Keidel llega a la conclusión de que si los sedimentos recién mencionados son de fecha pérmica, las dislocaciones tectónicas (corrimiento) que provocaron esta discordancia deben haber ocurrido « entre una fecha de Pérmico no exactamente establecida, y la extrusión de las masas de lavas triásicas conservadas en grandes remanentes a la altura de la Pampa de Canota y en el Cerro del Molino » (40, pág. 87).

Recientemente Braccacini ha contribuído a la solución del problema con dos observaciones importantes. En primer lugar, sobre la base de observaciones realizadas por Dessanti, puntualiza que el Conglomerado de Las Higueras, al igual que el del Challao, Potrerillos, Cerro Melocotón, etc., es más joven que el conglomerado de Las Pircas de la zona de Villavencio, y yace en discordancia sobre las porfiritas y no debajo de éstas. Luego afirma que, en el corte del Río Blanco, Mendoza, el conglomerado de Las Pircas yace en discordancia angular sobre capas carboníferas y está cubierto, sin discordancia visible y en pasaje paulatino, por las brechas porfiríticas. Y agrega : « comprobada últimamente la presencia del Pérmico en la zona de Santa Clara, quizás el mismo sea el remanente de depósitos basales de esa edad » (8, pág. 34).

Evidentemente, en cuanto a este último punto, Braccacini se refiere a los sedimentos precordilleranos en el límite interprovincial Mendoza-San Juan, cerca del Paso de la Montaña, de donde proceden aquellos restos de peces recientemente estudiados por Bordas y atribuídos por este autor al Triásico, probablemente al Triásico medio (7, pág. 459), y donde el ex-alumno del Instituto del Museo de La Plata, señor D. A. Nesossi, junto con los mismos peces, ha hallado restos de una interesante flora fósil seguramente pretriásica. En efecto, entre éstos restos, sometidos gentilmente a mi examen, pude determinar : *Glossopteris taeniopteroides* Feistm. ; dos diferentes especies de *Pecopteris* probablemente nuevas ; una especie de *Gondwanidium* o género afín ; restos de un *Dicranophyllum* específicamente interminable ; ramitas, en partes fructíferas, de *Walkomia australis* (Feistm.) Florin. Si bien para llegar a formular un juicio definitivo al respecto preciso será

¹ Sabido es que Keidel, juzgando erróneas las determinaciones paleontológicas de Stappenbeck, sostuvo que este horizonte no debía caracterizarse por la presencia de *Spirifer supramosquensis*, sino por la de *Spiriferina zewanensis* Dien., un fósil propio de la « Zewan Series » del Kashmir, generalmente atribuída al Pérmico. Con respecto a la edad de esta serie india, véase la discusión recientemente publicada por Fossa-Mancini (22, págs. 87-89).

obtener un material más abundante y mejor conservado, desde ya, especialmente por la presencia de *Walkomia australis* como elemento predominante y bien identificable, puede afirmarse que se trata de una flora pérmica, probablemente de un Pérmico superior, comparable con el de la *Newcastle Series (Upper Coal Measures)* de Nueva Gales del Sur, donde la mencionada Conífera representa un fósil propio y característico (18, pág. 13).

Siendo así, deberíamos colocar este nivel plantífero en el conjunto que, en la Precordillera de San Juan y Mendoza y en las regiones adyacentes de la provincia de La Rioja, Bodenbender y Stappenbeck han indicado como « Piso II de los Estratos de Paganzo », esto es en mis « Estratos de Patquía », y sus equivalentes glaciares y marinos; y posiblemente en la parte superior de este conjunto acerca de cuya edad pérmica Keidel sigue insistiendo. Y la discordancia entre este conjunto y las erupciones de porfiritas y pórfidos, cuyas manifestaciones aparecen evidentes en los aglomerados arriba de los Estratos de Patquía en la Quebrada del río Huaco y en los alrededores de Barreal, debería situarse entre los estratos que en la Quebrada de Santa Clara llevan peces y *Walkomia* y los conglomerados de Las Higueras, en la Sierra de las Peñas: es decir, entre el Pérmico superior y el Triásico inferior, como exponente de un movimiento del ciclo páfzico.

Llegaríamos así a la conclusión que los Estratos de Patquía, estratigráficamente comprendidos entre los Estratos del Tupe y el complejo eruptivo considerado, tectónicamente estarían limitados por una discordancia astúrica en su base y por una discordancia páfzica en su tope. Cronológicamente se extenderían, entonces, desde los últimos tiempos carboníferos, incluyendo el Sakmariense y quizás también la parte superior del Gsheliano, hasta todos los tiempos pérmicos.

Una consecuencia importante de esta conclusión, que lleva al Pérmico sedimentos hasta ahora en su mayor parte atribuidos al Triásico, es que aquel complejo de rocas eruptivas (ortófiros, keratófiros, pórfidos cuarcíferos, etc.), generalmente designado como « serie eruptiva supatriásica », que en Mendoza y en San Juan yace debajo de la « Serie de Cacheuta », corresponde, en cambio, al más antiguo Triásico. Y es interesante comprobar cómo este resultado se ajusta a las ideas de los autores modernos que, en África y en Australia, atribuyen al Triásico medio y al Triásico superior las facies isópicas de nuestro « Rético ».

EL CERRO COLORADO DE LA ANTIGUA

El Cerro Colorado que se levanta inmediatamente al Este de la aldea de La Antigua, en la porción oriental de la provincia de La Rioja, es la parte septentrional de una lomada baja y angosta que corre de Norte a Sur, entre la Salina de La Antigua, al Oeste, y la Sierra Brava, al Este. Desde el Sur, la lomada se levanta hasta su extremo septentrional bruscamente truncado.

En este punto, su culminación alcanza sólo unos cien metros arriba del nivel del borde del gran bolsón cuyo fondo (más o menos a 350 m sobre el nivel del mar) está ocupado por la salina.

La localidad no está indicada en el mapa geológico de Stelzner. En el de Brackebusch el afloramiento está marcado como psamitas mesozoicas de edad indeterminada. En el mapa de Bodenbender el cerro figura con el color del « Terreno carbonífero, permiano y triásico : Estratos de Paganzo » pero con un punto interrogante en su centro ; mientras en un perfil del mismo autor (4, perfil III), los Cerrillos, entre Estancia Antigua y Sierra Brava, el afloramiento figura como « piso medio de los Estratos de Paganzo » recubierto por remanentes de « Terreno cretáceo superior (?) extraandino ; Estratos de los Llanos de La Rioja ». En fin, en el mapa geológico de La Rioja dibujado por Groeber y anexo al volumen correspondiente de la obra sobre *Aguas minerales de la República Argentina* (31) el Cerro está indicado con los signos del « Permo-triásico », seguido hacia Sur por una angosta faja de « Plioceno ».

El afloramiento, que surge en el borde oriental del bolsón de La Antigua como pequeña estribación de la Sierra Brava, no ha sido descrito por ninguno de los autores mencionados. Únicamente Bodenbender, entre las localidades donde afloran estratos de la « parte media del piso II » de sus Estratos de Paganzo, incluye « la sierra Brava (Los Cerrillos), que se levanta poco al Poniente de la sierra de Ancasti, en Catamarca » (4, pág. 51). Según el mismo autor, las características de estas capas medias es de contener, la mayor parte de las veces, carbonato de calcio distribuido regular o irregularmente en su masa, hasta formar de vez en cuando concreciones y delgadas capas calcáreas, o de sufrir un proceso de silicificación parcial en sus estratos arcillosos o calcáreos ¹.

Guiado por el doctor D. Ramaccioni, que había ya reconocido la localidad, visité la lomada el día 27 de julio de este año, deteniéndome especialmente en un examen de su extremo septentrional donde es posible observar el mejor perfil natural del cerro.

La lomada sube con inclinación leve, de Oeste a Este, hacia la Sierra Brava de la cual está separada por una amplia depresión panda y chata. A la altura de la aldea La Antigua, está constituida por una serie de capas cuyos caracteres generales corresponden a los que nos refiere Bodenbender en los párrafos citados. Las capas, buzando a Oeste, suben con una inclinación de 8 a 10 grados hacia Este, como para adosarse a las rocas del pie del bloque cristalino (gneis y otros esquistos cristalinos con inyecciones de cuarzo) que, con paredes abruptas, forma las laderas occidentales de la sierra Brava. Desde aquí hacia Norte, a lo largo del filo de la lomada, las

¹ Muy probablemente Bodenbender se refiere al mismo lugar donde dice : « en el piso II resaltan en la sierra de Los Llanos y en la Sierra Brava aquellos estratos calcáreos, arcillosos, parcialmente silicificados y abigarrados » (4, pág. 53 ; 5, pág. 43).

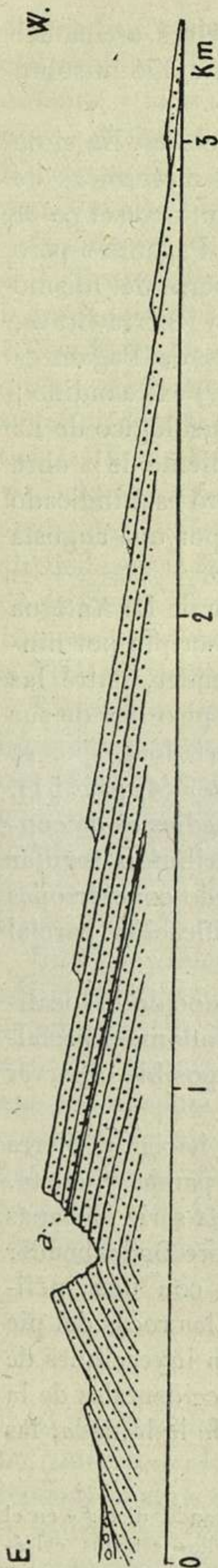


Fig. 14. — Perfil esquemático del extremo septentrional del Cerro Colorado de La Antigua: a, nivel con *Palaeanodontia*

capas paulatinamente se levantan, se flexionan y, por fin se pliegan en un pequeño anticlinal asimétrico, con inclinaciones de 10 a 15 grados en su ala occidental y de 25 grados en el ala oriental. Sobre este lado, las capas muy pronto se hundien en el relleno detrítico de la depresión que la separa de la vecina sierra, mientras las capas del ala occidental descienden paulatinamente hasta muy cerca del borde de la cuenca salina (fig. 14).

En el extremo septentrional de la lomada, el anticlinal que aquí alcanza su mayor altura, está truncado bruscamente por la erosión y excavado por un vallecito anticlinal, que penetra en el núcleo entre declives barrancosos de unos 50 m de altura (figs. 15-16).

El perfil que se observa en estos declives (fig. 17) muestra una serie de estratos en su mayor parte colorados, cuyo conjunto, por la intercalación de una zona grisácea (b), puede dividirse en dos partes (a y c).

La parte inferior (a), que debajo de la zona intercalada forma el núcleo del anticlinal, se compone de una serie de capas, ordinariamente bien estratificadas, calcáreas, de arenisca roja de tonos y matices variables, con predominio de los amarillentos en la sección inferior y solferinos en la superior. Su grano es fino o finísimo, en este último caso observándose pequeños *ripple-marks* en la superficie de las capas y a menudo abundantes hojuelas de mica biotítica en su espesor; pero no faltan intercalaciones de capas de grano mediano o grueso, hasta de gravillas de rocas cristalinas de la sierra vecina; también se intercalan capas y lentes de arcosa de grano grueso y lechos de pequeños rodados subangulosos, hasta de 5-6 cm de diámetro, de gneis y cuarzo. Entre capas flojas, apenas ligadas por muy escaso cemento calcáreo, otras más fuertemente cementadas sobresalen en el perfil en forma de cornisas. En todas partes pueden observarse pequeñas concreciones arenosas nodulares y lentes delgadas de aragonita. En fin, entre capas de arenisca calcárea en partes se intercalan capas de areniscas de cemento silíceo. El espesor visible del conjunto es de 25 m aproximadamente.

La parte superior (c), arriba de la intercalación grisácea, forma también una serie de areniscas de grano fino, mediano o grueso, bien estratificadas, de color



Fig. 15. — Ala occidental del anticlinal del Cerro Colorado de La Antigua.
Estratos de Patquía, mirando hacia el sur

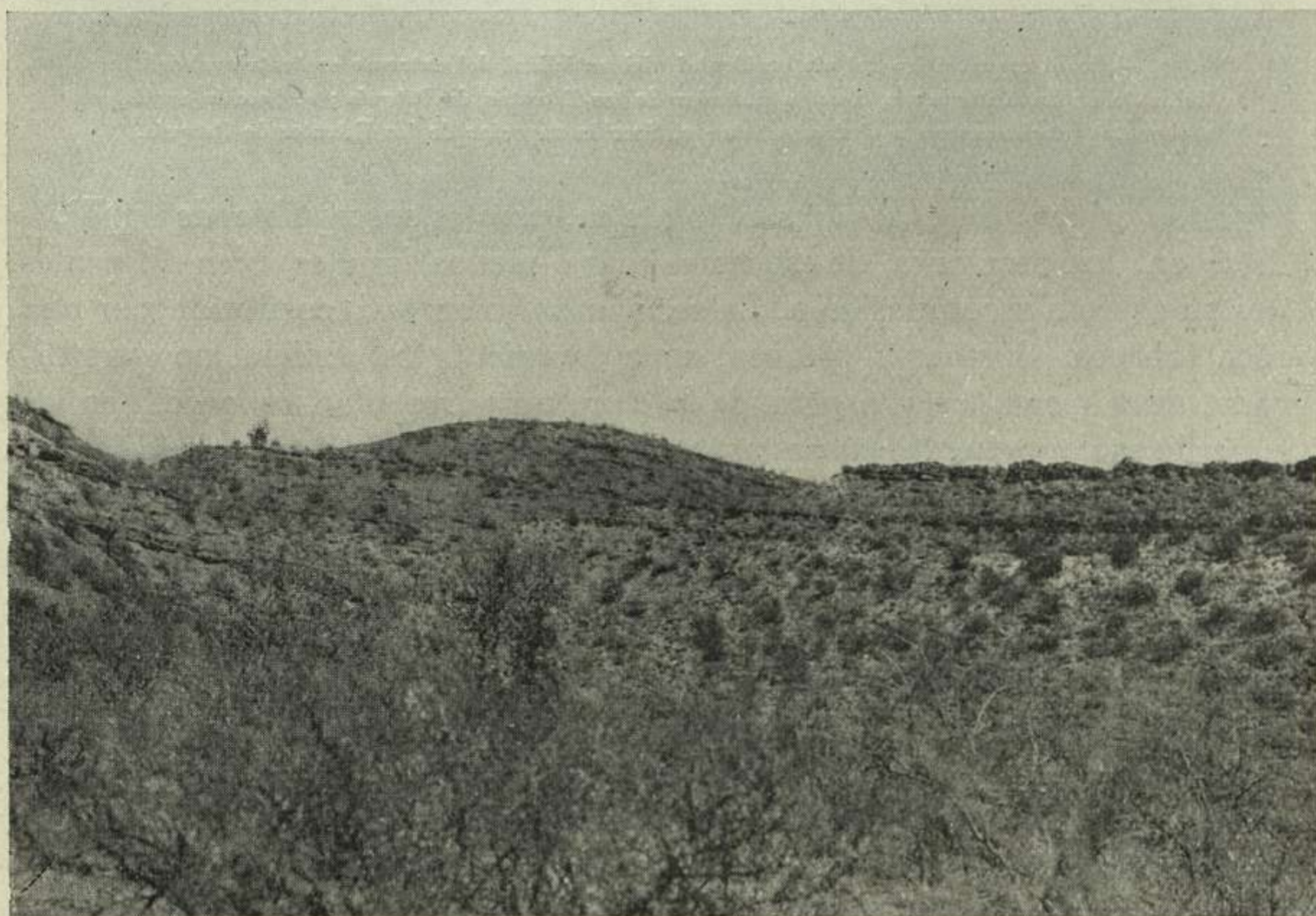


Fig. 16. — Ala occidental del Anticlinal del Cerro Colorado de La Antigua (continuación de la fotografía anterior). Capas varvadas y con *Palaeonodonta* (arriba a la derecha) en la sección media de los Estratos de Patquía.

rojo ; pero de un rojo más vivo y más uniforme, como el que caracteriza el « piso II » del Paganziano superior de Bodenbender en sus yacimientos típicos. También entre capas de escasa consistencia se intercalan otras más consistentes y camadas de gravillas. Entre ellas son relativamente frecuentes los *ripple-marks* y, particularmente en su sección superior, las intercalaciones de bancos de textura entrecruzada. En el perfil su espesor es de unos 30 m ; pero, descendiendo el declive hacia la salina, sobre su dorso siguen capas de la misma formación, hasta que el conjunto probablemente alcanza un espesor total de unos 70 a 80 m.

La zona (*b*), que se intercala entre los dos conjuntos descritos, es sin duda la parte más importante del perfil, por su constitución, por sus fósiles

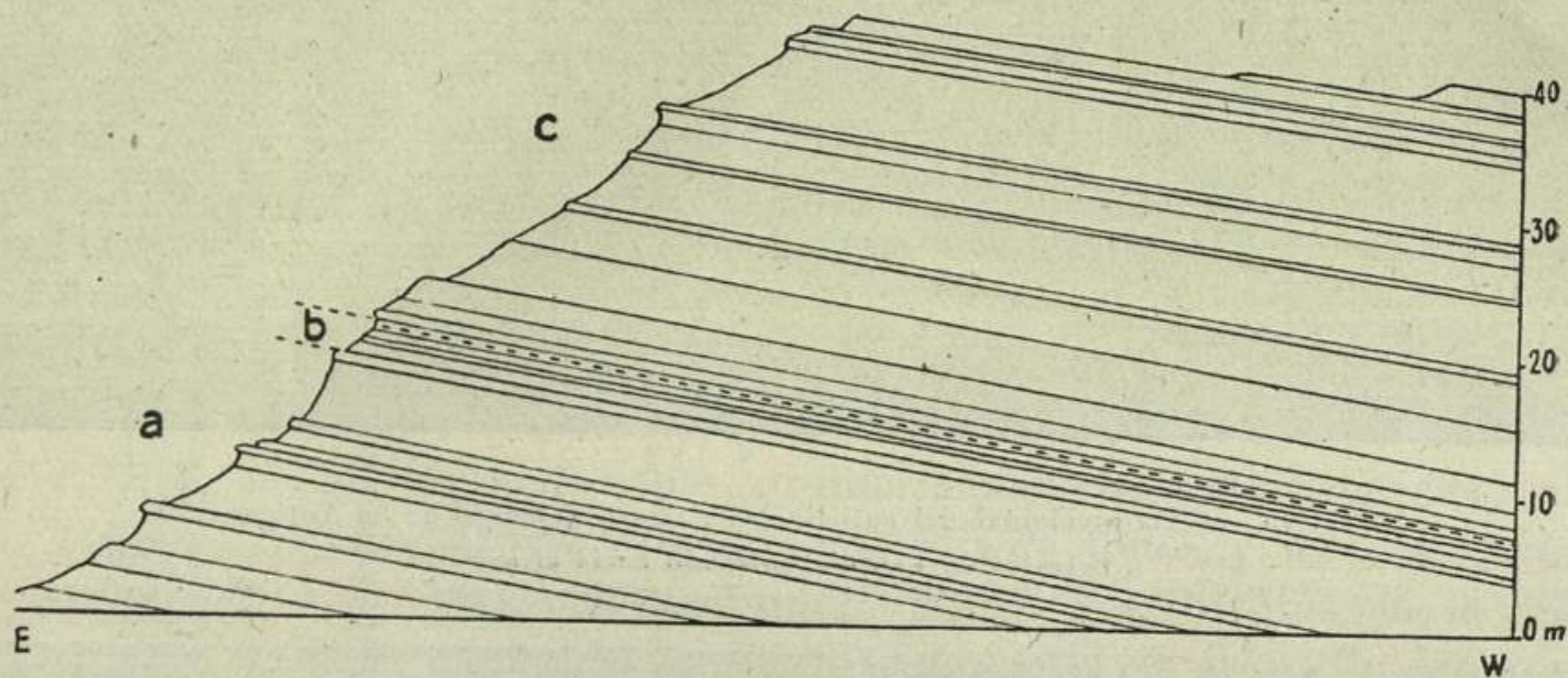


Fig. 17. — Perfil esquemático del ala occidental del anticlinal del extremo septentrional del Cerro Colorado de La Antigua : *a*, Sección inferior de los Estratos de Patquía ; *b*, Sección media con sedimentos glaci-lacustres y *Palaeanodonta* ; *c*, Sección superior de los Estratos de Patquía.

y por su origen. Su espesor es 1,60 a 2 m, pero es susceptible de subdividirse en dos secciones, de espesores más o menos iguales, bien diferentes por su aspecto y composición. La sección inferior está costituida por una roca tobácea, finamente arenosa, muy levemente calcarífera, no estratificada, dura y compacta, áspera, de fractura muy irregular, esponjosa en las superficies largamente expuestas a las acciones meteóricas ; su color es blanco o levemente grisáceo, pero en partes se hace rosado por filtración de pigmento rojo desde los depósitos colorados superpuestos, especialmente a lo largo de sus grietas. La sección superior está constituida por la misma toba, pero estratificada en capas delgadas, irregularmente onduladas (fig. 18) con evidente aspecto de varves, en partes silicificadas : en su color originario (en fractura fresca de partes no fisuradas), las capas son blancas alternándose casi regularmente con otras de color gris claro u oscuro ; en algunos puntos (del contorno del vallecito donde levantamos el perfil y especialmente en un nivel análogo cruzado por el camino de herradura de La Antigua a Barreal, al traspasar la lomada) las capas contienen numerosas concreciones típicamente várvicas (*marlekor*), general-

mente pequeñas (fig. 19), y en otros incrustaciones estromatolíticas (*Stromatolithi*) en pequeños mamelones de estructura finamente concéntrica (figs. 20-21).

Generalmente los últimos 15-20 cm de esta sección superior finamente estratificada se vuelven muy arenosos, y de color rojo; además se hacen abundantemente fosilíferos. Las capas arenosas de grano fino o finísimo se alternan con otras de grano más gruesos. El color, que, por lo menos en su mayor parte, procede por filtraciones desde los estratos rojos que las

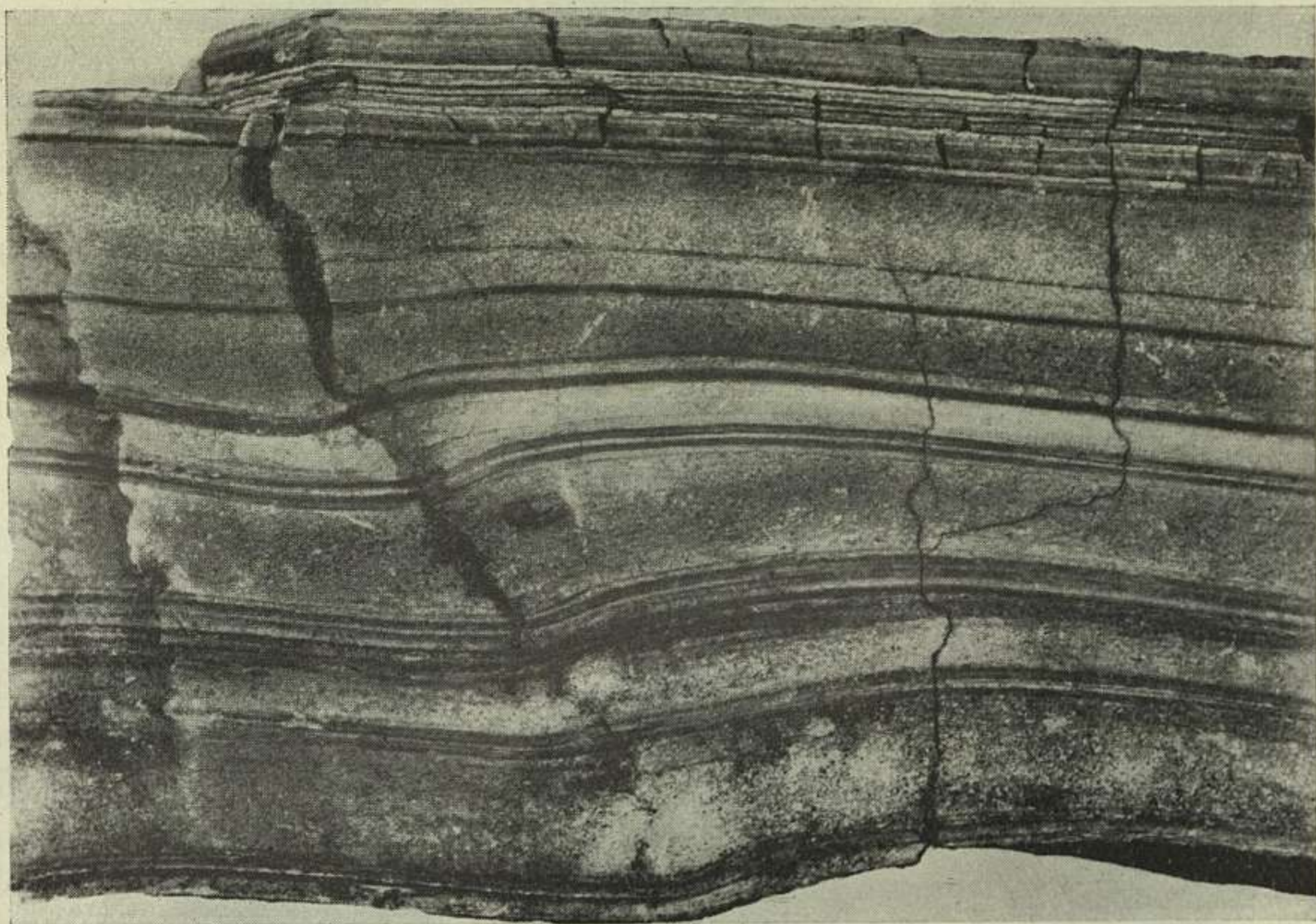


Fig. 18. — Varves de los sedimentos glaci-lacustres del Cerro Colorado de La Antigua, algo ampliados

recubren, se hallan distribuido muy irregularmente, pero siempre capas claras, grisáceas o rosadas alternan regularmente con capas más oscuras, roja-parduscas o moradas.

Sus fósiles consisten en moldes de aquel pequeño lamelibranquio de agua dulce que recientemente he descrito con el nombre de *Palaeonodonta ramaccionii* (27, pág. 189). Los moldes de este pequeño Molusco se hallan distribuidos y a veces amontonados en gran cantidad (fig 22) en la superficie de las capas de grano más fino y, a veces, micáceo por la presencia de hojuelas muscovíticas esparcidas. Pero su distribución es irregular: dentro del sedimento, a veces forman uno hasta tres niveles superpuestos, en forma de lentes muy extendidas y muy delgadas; otras veces faltan completamente. En el punto ilustrado por la fotografía (fig. 23), situado en la

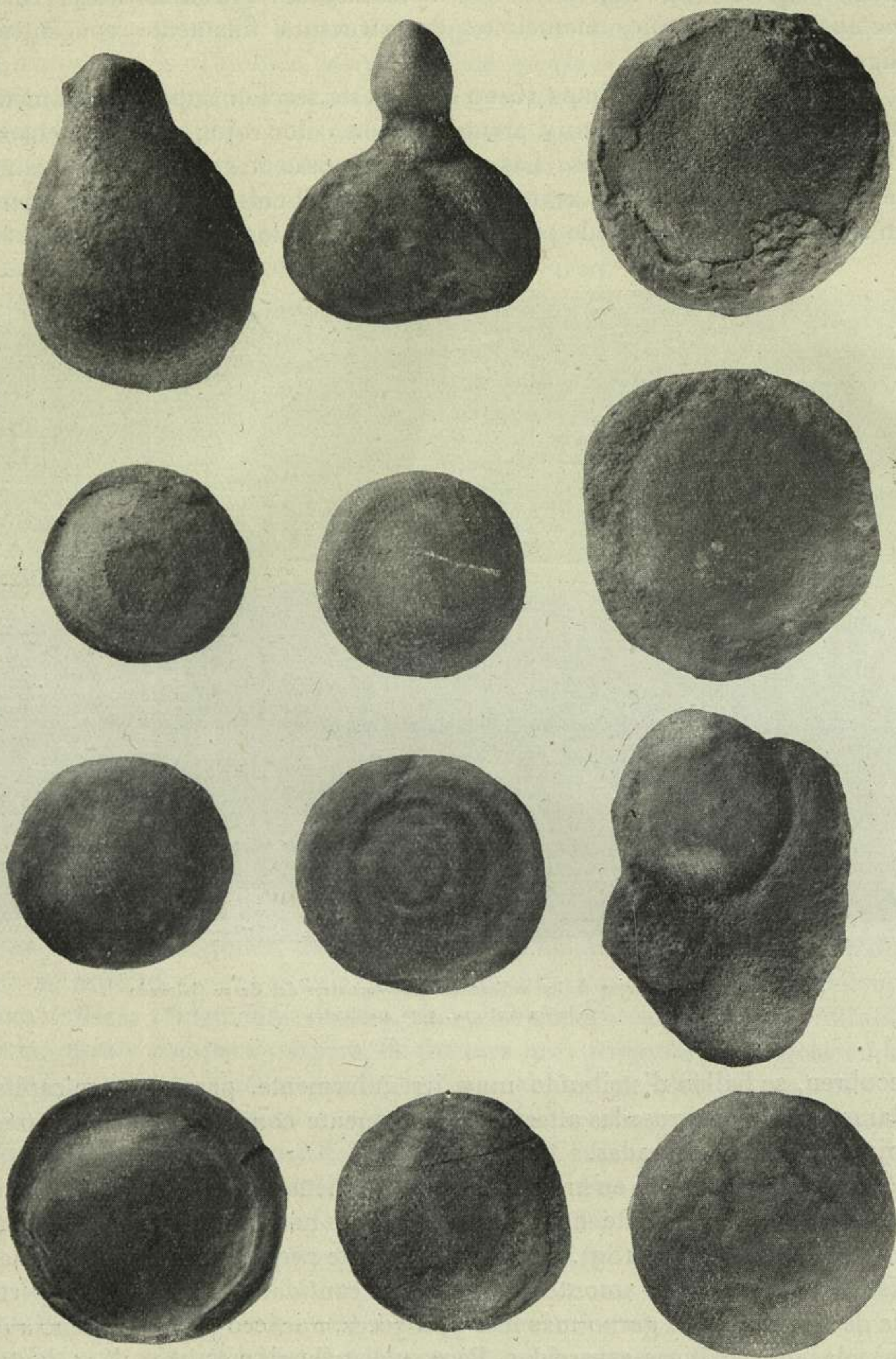


Fig. 19. — Marlekor del glaci-lacustre del Cerro Colorado de La Antigua. Tamaño natural

ladera occidental del fondo de la pequeña hoyada, al nivel del martillo, se destacan dos de estos niveles : uno en la parte más alta del conjunto y otro 10 cm debajo del anterior.

En el mismo nivel, pero algo más al Sur, en la pendiente oriental de la lomada, a la derecha del camino de herradura ya mencionado, el doctor Ramaccioni ha hallado pequeños trozos de huesos de Reptiles indeterminables y los fragmentos de ramas silicificadas del *Dadoxylon* que describiré en una oportunidad próxima.

No creo que pueda abrigarse duda alguna acerca del origen de este sedimento grisáceo, que se intercala entre los sedimentos rojos del Paganziano superior, esto es de los Estratos de Patquía : sus varves y sus marlekor lo indican seguramente como un depósito glaci-lacustre, vinculado a una breve fase glaciaria.

En mi opinión tampoco puede dudarse acerca de su posición estratigráfica. Si bien se trata de un afloramiento aislado, el aspecto de su conjunto es inconfundible, coincidiendo con aquel de los mismos terrenos rojos atribuidos al « Piso II » del Paganziano de Bodenbender que, en condiciones análogas, aflora en las zonas montañosas circunvecinas, inclusive con aquellos que se adosan directamente a las rocas cristalinas de las faldas occidentales de la vecina Sierra de Velasco, pero que, por extensión (*overlap*) del área abarcada por su ambiente primitivo de sedimentación, proceden de los Colorados de Patquía, esto es de la localidad que he considerado como típica para mis « Estratos de Patquía ». Y estimo especialmente importante esta correlación, no sólo porque nos permite comparar nuestro afloramiento con sedimentos de una localidad ya clásica por los estudios de Bodenbender, sino también porque, en los Baños de los Colorados, en la parte más profunda de la cuenca primitiva, estos sedimentos rojos cubren los últimos depósitos de los Estratos del Tupe, bien caracterizados por sus intercalaciones de esquistos con plantas y carbón (4, pág. 81). Evidentemente, el perfil del Cerro Colorado de la Antigua integra el perfil de Los Colorados de Patquía y las areniscas calcaríferas de su sección inferior, rematadas por sedimentos glaci-lacustres y capas fosilíferas, corresponden a aquella « parte media del piso II de los Estratos de Paganzo » de que nos habla Bodenbender y que, en la parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes, según este autor, no falta casi en ninguna parte « si bien las más veces de muy reducido espesor y por eso poco visible, cuando su color no se distingue de las areniscas » (4, pág. 50).

Por otra parte, sus fósiles (*Palaeonodonta* y *Dadoxylon*)¹, que son los

¹ El exalumno de este Instituto, Julio Pérez, me ha mostrado la impresión de un vegetal (parte proximal de una fronda) estampada en un trozo de caliza arcillosa rosada, procedente de la parte superior del mismo Paganziano (Piso II) de la región del Cerro Blanco, cerca de Jáchal, San Juan, que con mucha probabilidad corresponde a *Gangamopteris cyclopteroides* Feistm.



Fig. 20. — Algas calcáreas estromatolíticas de la sección medio de los Estratos de Patquía del Cerro Colorado de La Antigua (vistas de frente, en tamaño natural)

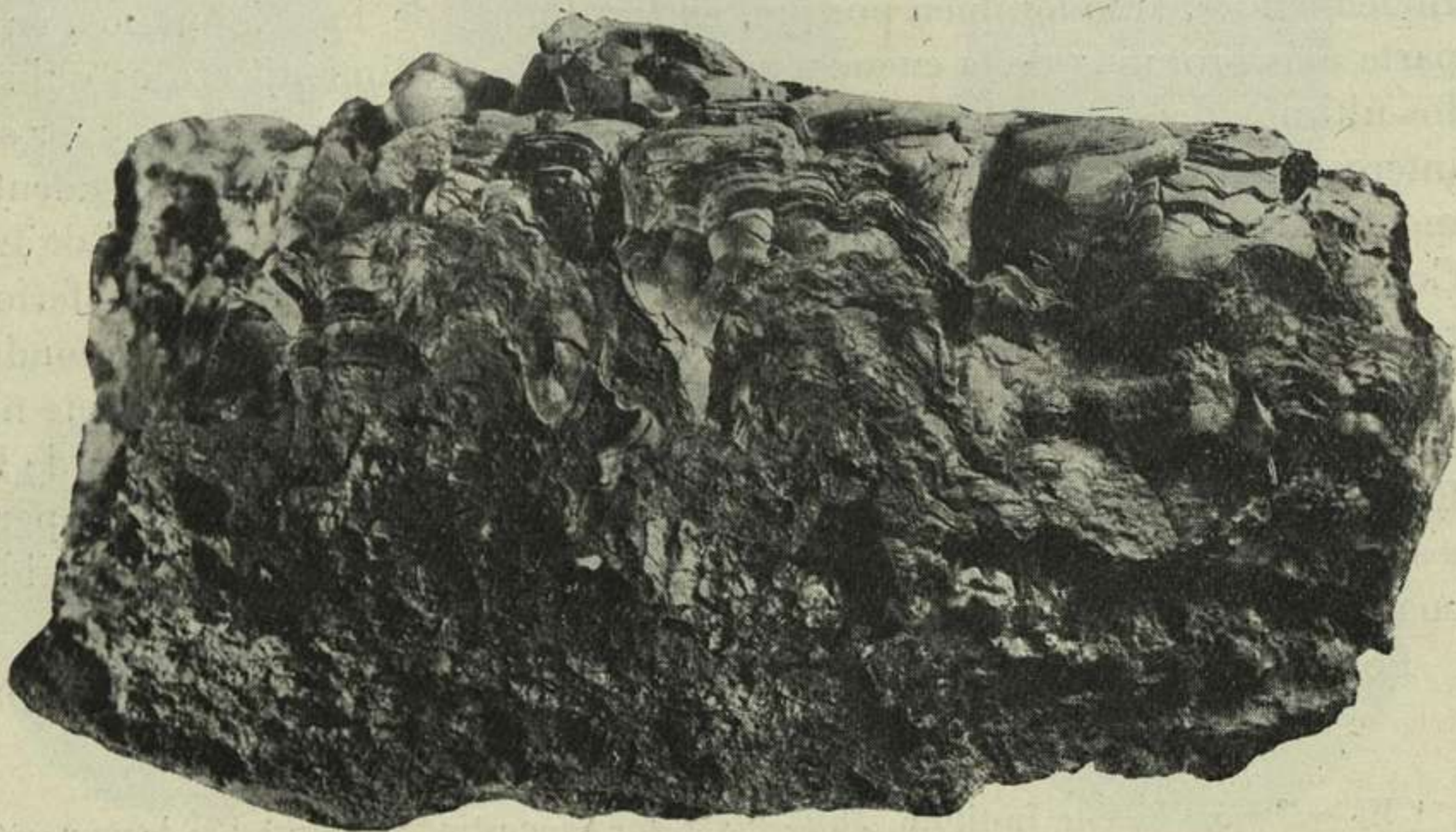


Fig. 21. — Las mismas algas estromatolíticas, vistas de costado. Tamaño natural

primeros que se descubren en los Estratos de Patquía, confirman estas relaciones estratigráficas y excluyen por completo la posibilidad de que las capas que los contienen puedan identificarse con los Estratos de los Llanos o con otras formaciones más recientes.

Los hallazgos realizados en esta localidad desde luego son de la mayor importancia para la solución del problema cronológico. Para ello contamos así especialmente con el depósito glaci-lacustre que ocupa la parte media de nuestro perfil y con sus fósiles.

Si, como hemos ya visto, la parte inferior de los Estratos de Patquía cronológica y estratigráficamente corresponden al « piso del *Spirifer supra-mosquensis* » del perfil de Barreal, y a sus depósitos tilíticos, es lógico suponer que el glaci-lacustre del Cerro Colorado de la Antigua esté vinculado con los fenómenos de aquel mismo período glaciario, que Keidel atribuye al Pérmico inferior (41, pág. 105). Keidel últimamente ha sincronizado estos depósitos con los depósitos similares del Pérmico del Sur brasileño y del Uruguay, y los de la Serie de Pillahuincó en el Sur de la provincia de Buenos Aires, donde « the discovery of plant remains of the *Glossopteris* flora not much above the glacials, and of *Eurydesma* in the same group of strata, reveals close relations to South Africa and Southern Brazil » (41, pág. 106). Si fuera así, ya no pudiera haber duda alguna acerca de la edad pérmica inferior de estos sedimentos, puesto que, como ya he considerado recientemente, no puede dudarse que corresponde a esta edad la « Flora de *Glossopteris pura* » hallada por H. Harrington (1934) en los Estratos de Bonete de la Sierra de Pillahuincó (25, pág. 257): en realidad, arriba de los Estratos del Tupe del techo del perfil de Cruz de Caña, en San Juan, y del yacimiento del Bajo de Velis, en San Luis, en cuya flora, entre tipos seguramente carboníferos, vemos ya aparecer en apreciable cantidad *Gondwanidium*, *Noeggerathiopsis*, *Gangamopteris* y otros elementos seguramente gondwánicos, es recién en los Estratos de Bonete donde por vez primera desaparecen los tipos florísticos viejos para ceder lugar a una flora gondwánica, pobre y no complicada por elementos perturbadores (según expresión de Read), como aquella de la parte media y superior (*Tomago Series* y *Newcastle Series*) del *Kamilaroi System* de Australia, de la Serie de Damuda en la India, de la parte media de la Serie del Karroo (Estratos de Ecca y de Beaufort) en Sud África y de los Esquistos de Iraty y de Estrada Nova en el Brasil. A lo sumo, por lo tanto, sólo podría plantearse la cuestión de si el complejo glaciario poco debajo de estos estratos plantíferos seguramente pérmicos, esto es el « Grupo glacial de Sauce Grande » de la « Serie de Pillahuincó », que Harrington se inclina a considerar sincrónico con el « Piso glaciario de Lonchivar » en la base de la serie australiana de Kamilaroi, con el « Piso glaciario de Talchir » en la India y con los depósitos glaciares en la parte superior de la « Serie de Dwyka » en Sud África (32, págs. 328-330), deban ya incluirse dentro del Pérmico inferior o pertenezcan todavía al Carbonífero superior.

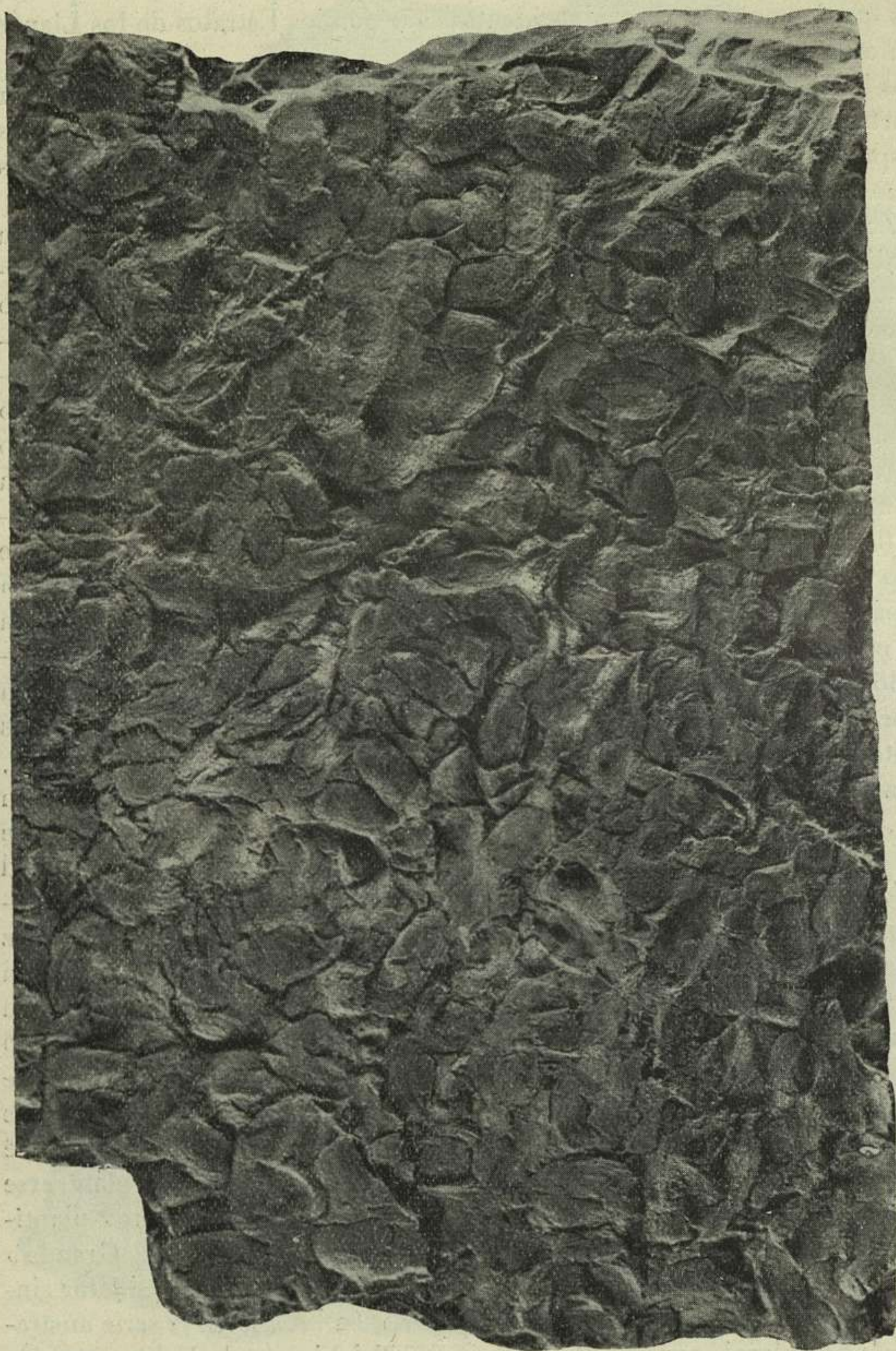


Fig. 22. — Cerro Colorado de La Antigua. Superficie de las capas con *Palaeonodonta ramaccioni*. En tamaño natural

Pero desgraciadamente existe una gran confusión con respecto de estas equivalencias. Tampoco los autores están de acuerdo acerca del número y de la situación estratigráfica de los depósitos glaciares gondwánicos y pre-gondwánicos. En la Argentina algunos autores tienden a multiplicar quizás innecesariamente el número de los pisos glaciares, ampliamente distribuidos a varias alturas en el espesor de los terrenos carboníferos y pérmicos; otros quizás caen en la tendencia opuesta de reunir todos los depósitos glaciares en un solo horizonte que asignan al Carbonífero. Entre nosotros,

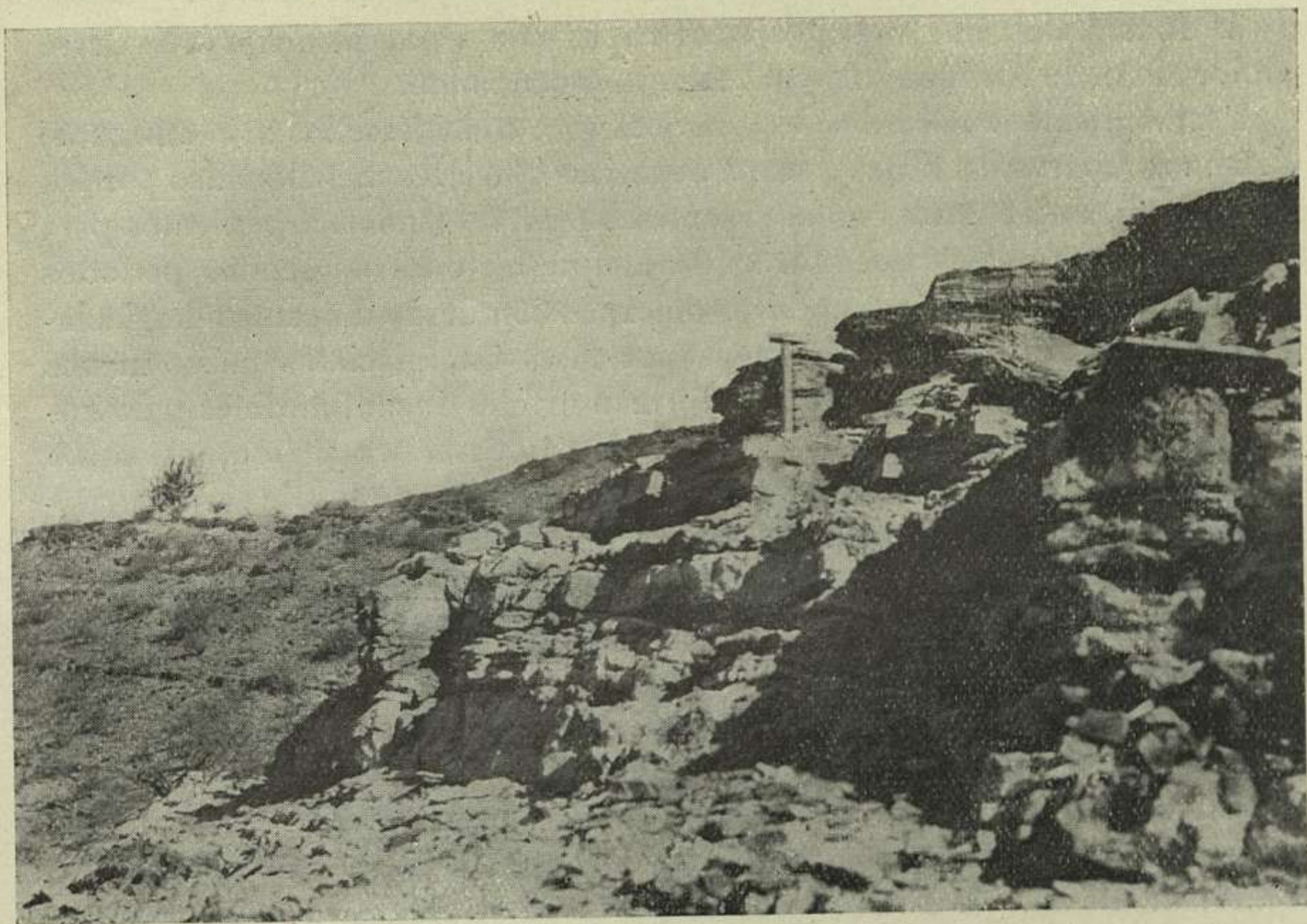


Fig. 23. — Cerro Colorado de La Antigua. Capas con *Palaeonodonta ramaccioni*

Fossa Mancini, de acuerdo con su opinión acerca de un único marino de fecha carbonífera superior, cree que en nuestro Antracolítico también pudo haber un solo período glacial, si bien divisible en algunas fases glaciares separadas por las correspondientes fases interglaciares (21, pág. 396). Para el Brasil, también Read sostuvo que las tilitas de la serie de Itararé forman un único horizonte glacial y que estas tilitas, las del « Piso I » del « Sistema de Paganzo », las del « Grupo de Bonete », las de la porción basal del Lafoniano y todas las tilitas de Sudamérica deben considerarse como de una misma edad (probablemente partes de los tiempos pensilvanianos y misisipianos) si bien en algunas regiones, como en el Oeste argentino se intercalan materiales no glaciares entre tilitas sucesivas (45, pág. 63).

Sin caer en exageraciones, creo que en el Antracolítico del Oeste argen-

tino existen tres niveles glaciares principales caracterizados por llevar rodados estriados o marlekor y varves :

1° Inmediatamente debajo de sedimentos con *Rhacopteris ovata* en la Quebrada del Tupe, La Rioja, e intercalado entre capas con *Lepidodentron australe* y esquistos con *Syringothyris keideli* en la Quebrada de la Herradura ;

2° Inmediatamente arriba del conocido yacimiento de Retamito, San Juan, e inmediatamente debajo del clásico yacimiento del Bajo de Velis, San Luis ;

3° Inmediatamente debajo de las capas con *Palaeonodonta* del Cerro Colorado de la Antigua, del cual me estoy ocupando.

Posiblemente, entre estos tres niveles (sin considerar los más antiguos) debemos repartir las tilitas y otros depósitos glaciares mencionados por los diversos autores en esta región argentina. Aquí no tendría argumentos para decidir si en los tres casos se trata de manifestaciones de sendos períodos glaciares o simples fases sucesivas de expansión desde un centro de glaciación permanente, entre sí separadas por fases interglaciares más o menos largas ; pero sí afirmaría que ellos forman niveles inconfundibles y de importancia para la estratigrafía y la cronología de nuestra región, así como también para la comparación de nuestros terrenos con los de series análogas de otras regiones australes de la tierra.

Entre los tres niveles no podría haber confusión alguna, especialmente entre los dos primeros, respectivamente situados cerca de la base y cerca del tope de los Estratos del Tupe (Paganziano inferior), y el tercero intercalado en la parte media de los Estratos de Patquía (Paganziano superior) : aparte la diferente posición de los respectivos depósitos dentro de la serie estratigráfica general, su facies tan profundamente diversa y el color de los respectivos materiales en tan intenso contraste entre sí no permiten ni remotamente abrigar duda alguna acerca de su diversidad de edad y de formación.

A todo esto también debemos agregar los caracteres paleontológicos, en realidad muy diferentes para los tres niveles en cuestión, tanto en los que respecta a las faunas marinas contenidas en los respectivos depósitos glaciares, como en lo que concierne a las flóruas que caracterizan los sedimentos más directamente vinculados con estos depósitos. En cuanto a los dos primeros niveles, hemos ya visto, en efecto, que la flórua (con *Rhacopteris ovata*) inmediatamente arriba del « Glaciar inferior » de los Estratos del Tupe, y comparable con la flórua del *Glacial Stage* de la serie australiana de Kuttung, con toda probabilidad corresponde al Viseano ; y que la flórua (con tipos carboníferos pero ya mezclados con abundantes elementos de la « Flora de *Glossopteris* » inmediatamente arriba del « Glaciar superior » de los Estratos del Tupe y comparable con la de la Serie indiana de Talchir-Karharbari, con toda probabilidad puede asignarse al Uraliano superior, acaso al Gsheliense inferior.

Por lo que se refiere a la interpretación cronológica de las faunas marinas vinculadas con los depósitos glaciares que podemos considerar equivalentes al glaciar del Cerro Colorado de la Antigua, esto es, al glaciar del « Piso del *Spirifer supramosquensis* » de Stappenbeck y el « Grupo de Sauce Grande » de Harrington, las opiniones están divididas; pero la discusión gira alrededor de si debemos considerarlas del Carbonífero superior (Stappenbeck, Du Toit, Reed, Fossa-Mancini, Heim) o del Pérmico inferior (Keidel, Gerth, Harrington). Fossa-Mancini recientemente, con lujo de datos y argumentos, ha tratado de demostrar que ambos yacimientos traídos a colación probablemente son del Uraliano. Basa sus conclusiones especialmente sobre la edad de las especies más frecuentes y más significativas. Para el « Piso del *Spirifer supramosquensis* », que Fossa-Mancini prefiere llamar « Estratos con *Euomphalus subcircularis* » (20, pág. 318), considera especialmente *Euomphalus subcircularis* Mansy, propio del Carbonífero superior del Yunnan (China), *Chonetes granulifer* Owen, especie común en el Carbonífero superior de varias localidades de Estados Unidos de Norteamérica, y *Productus lineatus* Waagen, del Carbonífero superior del Himalaya (Spiti), Sumatra, Norte de China, Turkestán, Rusia (cuenca del Donetz, Moscú, etc.), Dalmacia, Sahara central, Brasil (Río Tapajós, Río Nhamundá, Sierra Itauajury), etc., pero frecuente también en el *Productus Limestone* de la Serie de Salt Range (India), especialmente en la parte basal de la sección superior de este horizonte que los geólogos de la India refieren a la parte inferior del Pérmico medio. Para el « Grupo glacial de Sauce Grande » insiste particularmente sobre los restos de bivalvos que Keidel (39, pág. 229) ha atribuído al género *Eurydesma* y observa que en la India, según Reed, este género corresponde al conglomerado glaciar de la Serie de Salt Range que todos los autores atribuyen al Carbonífero superior como su coevo *Talchir Boulder Bed* (22, pág. 85); mientras que en Nueva Gales del Sur el mismo género se halla en la parte más alta de los conglomerados glaciares de la *Lower Marine Series*, esto es, en el depósito glaciar de Allandale, que, según Raggat « corresponde a un horizonte estratigráfico apenas superior o apenas inferior a la base del Artinskiano » (22, págs. 89-90, 106).

Los argumentos de Fossa-Mancini son valiosos y las conclusiones perfectamente lógicas. Pueden formularse, sin embargo, dos reparos que no carecen de importancia. Por de pronto no puede descartarse la sospecha de que los fósiles argentinos sobre los cuales el autor basa sus razonamientos adolecen de algunas deficiencias en su determinación: la experiencia nos demuestra la realidad de esta sospecha y nos induce a la circunspección y a la prudencia. Luego, si los depósitos glaciares argentinos en cuestión, como parece muy probable, corresponden al « piso II » del Paganziano de Bodenbender y, por lo tanto, son equivalentes al sedimento glaciar del Cerro Colorado de la Antigua, necesariamente deben ser de una edad posterior a la del yacimiento del Bajo de Velis; y si este pudo referirse al Uraliano superior o, por lo menos, a una edad comparable con aquella de

la Serie de Talchir-Karharbari en la India (28, pág. 174), estos depósitos, que forman el más alto de los tres niveles glaciares considerados, ya pertenecen al Pérmico, o a lo sumo al Sakmariense.

Podría agregarse, además, que si, persistiendo en una comparación con el grupo de los terrenos de Nueva Gales del Sur, que realmente es el que más se aproxima a nuestra sucesión estratigráfica, pudimos comparar el glaciar de Retamito y del Bajo de Velis, cerca del tope del « piso I » del Paganziano de Bodenbender, con el Piso glaciar de Lochinvar, en la base de la Serie de Kamilaroi, el tercer nivel glaciar de nuestro Antracolítico a lo sumo podría homologarse con el Conglomerado de Allandale, intercalado entre sedimentos con *Gangamopteris* y *Eurydesma* o quizá con un horizonte glaciar aun más reciente, como aquél de Braxton o de Bolwarra, entre los *Coal Measures* de Greta y los *Coal Measures* de Tomago donde ya vemos instalarse una « Flora de *Glossopteris* » típica, indudablemente pérmica (50, pág. 1339).

En fin, entre los argumentos en favor de una edad pérmica del depósito glaciar situado más o menos en la zona media de los Estrados de Patquía, (o de sus equivalentes), no podemos olvidar lo que ocurre en las más próximas regiones de Bolivia, donde Mather, desde hace más de veinte años, dentro de los « Red Beds » de su *Mandiyuti conglomerate* ha señalado la existencia de depósitos fluvio-glaciares y glaci-lacustres, comparables con los del nivel que estamos considerando (44, págs. 736, 762); y, si bien Mather se ha inclinado a suponer para estos depósitos una edad pérmica superior o triásica, recientemente Ahlfeld ha insistido en que las tilitas de Mather corresponden a la Serie de Oquita, de la parte inferior del Pérmico, y por ende a correlacionarse con « las tilitas de la glaciación pérmica ya conocida en el Sur del Brasil, en el Uruguay y en la Argentina » (1, pág. 65) ¹.

Los fósiles del Cerro Colorado de la Antigua corroboran esta interpretación y confirman las conclusiones a las cuales pudimos llegar con argumentos comparativos.

Particular importancia al respecto revisten los restos de *Dadoxylon*, que, como insistiré en una publicación aparte, en la estructura de su madera

¹ Por lo que se refiere a los depósitos argentinos aludidos en esta cita, conviene recordar que Schlagintweit y los demás geólogos petroleros al servicio de los « Yacimientos Petrolíferos Fiscales » y de la « Standard Oil Co. », especialmente en sus informes inéditos, llaman « Estratos de San Telmo » a un complejo de sedimentos de origen glaciar que sitúan en la parte superior de la serie que indican con la denominación vaga de « Gondwana ». Es realmente un inconveniente serio el hecho que los geólogos petroleros se aparten de una nomenclatura estratigráficamente correcta y ya, desde hace muchos años, establecidas por autores dignos de nuestra consideración. Pero, si, como ya traté de establecer en mis trabajos anteriores, el « Gondwana » de los geólogos petroleros corresponde al « Paganziano » de Bodenbender, los « Estratos de San Telmo » con toda probabilidad pueden sincronizarse con el glaciar del Cerro Colorado de La Antigua dentro del Paganziano superior, esto es más o menos en la sección media del « piso II » de los « Estratos de Paganzo ».

admirablemente conservada, muestran anillos anuales evidentes y completos (figs. 24-25). Exhiben, por lo tanto, un carácter morfológico que ya de por sí sólo excluye una edad carbonífera para los sedimentos que los encierran, pues en el Carbonífero no conocemos maderas con anillos anuales. El argumento ya fué utilizado por Zalessky al intentar una solución para el intrin-



Fig. 24. — *Doloxylon* sp. con anillos anuales completos del glaci-lacustre del Cerro Colorado de La Antigua. Corte transversal $\times 3$

cado problema estratigráfico del Carbonífero y Pérmico de Rusia (51, pág. 1661; 52, pág. 1683). Reproduzco traducido el razonamiento de este autor porque, *mutatis mutandis*, puede aplicarse perfectamente a nuestro caso. « El hecho de la existencia de anillos anuales en los árboles que se encuentran en el Tomiense, Abiense y Koltchuguiniense puede utilizarse como un argumento más en favor de su edad pérmica, por cuanto durante el Carbonífero los árboles, por regla general, carecían de anillos anuales. La primera aparición de estos anillos, y por de pronto aun débilmente marcados, en algu-

nas muestras de madera de *Dadoxylon amadokense* Zal., en la cuenca del Donetz, no ha sido observada por mí sino a partir de las capas inferiores de la Serie kalinovo-mironoviana, que, según su flora fósil, H. Th. Tchirkova y yo referimos al Pérmico inferior; mientras que la mayor parte de las muestras no tenían anillos anuales en este horizonte ni tampoco en el Kartamyquiense que lo recubre, sin hablar ya de la madera que se halla en el nivel C-3³, situado más abajo, que pertenece completamente al Estefaniano y cuyas maderas, por regla general, no tienen anillos anuales. Entre-

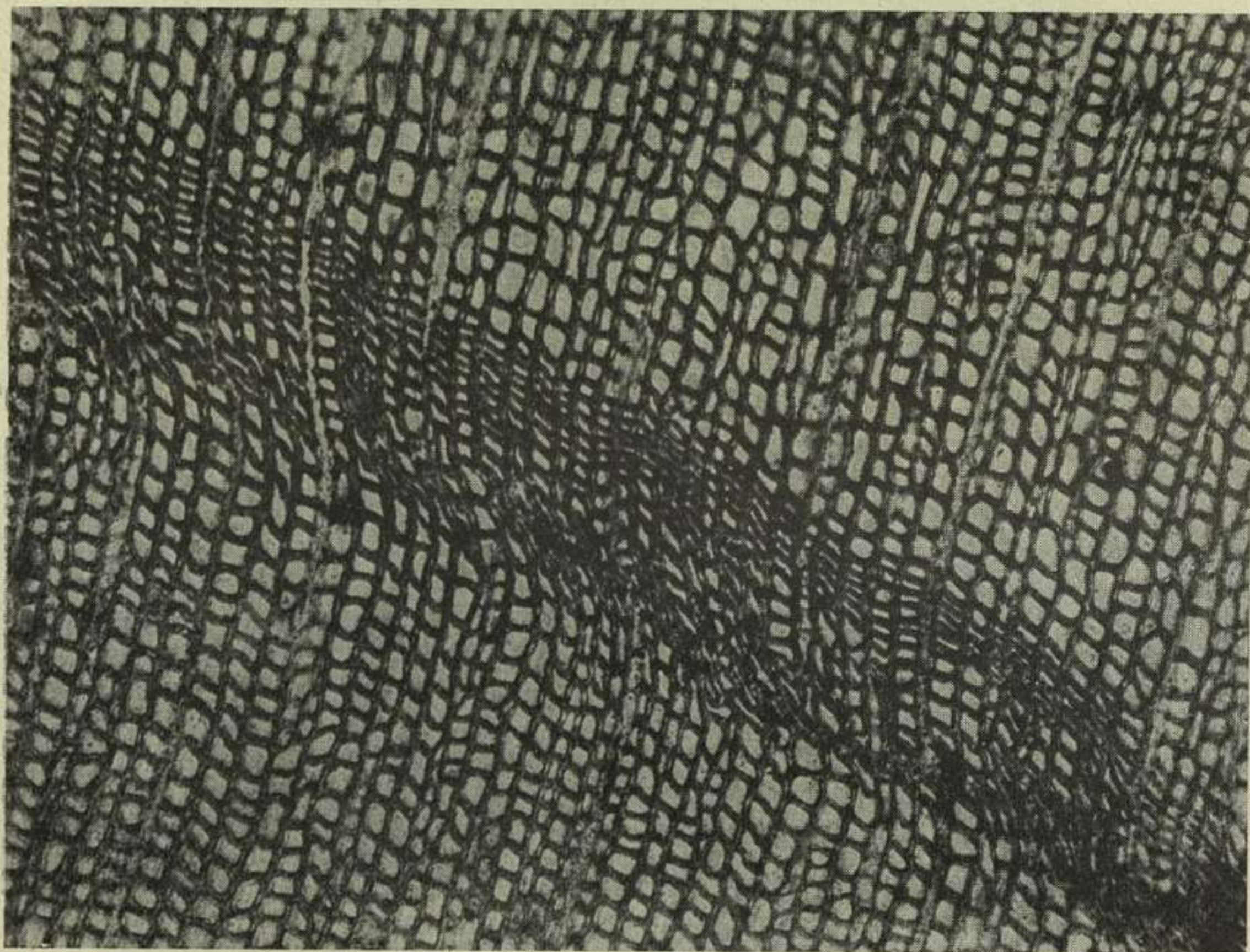


Fig. 25. — *Dadoxylon* sp. del glaci-lacustre del Cerro Colorado de La Antigua. Corte transversa mostrando una porción de anillos anuales con madera precoz (de primavera) y madera tardía (de otoño. $\times 80$

tanto, en el Ural, en las capas artianas (parte inferior del Pérmico medio) no se observan sino maderas provistas de anillos anuales, sin hablar de las maderas que los poseen en el Kamiano (el Kazaniano y el Ufiano de Netchaiev) situado más arriba (parte inferior del Pérmico superior). De esta manera la fecha de la aparición de anillos anuales en las maderas coincide, en el Ural como en la cuenca de Kusnetz, si es que para el Tomiano (parte superior del Pérmico inferior) de esta última cuenca se admite una edad pérmica inferior que no sea demasiado antigua. El hecho de que estos anillos anuales no aparezcan en todas partes, o que sean débilmente desarrollados en las maderas de las capas del Pérmico inferior de la cuenca del

Donetz, en las series kalinovo-mironoviana y kartamyquiiana, se explica por el hecho de que estas series son de edad un poco más antiguas que las capas artianas del Ural. Por el contrario, si situamos el Tomiano en el Carbonífero superior, no podríamos explicar una aparición tan precoz de anillos anuales en la cuenca de Kusnetz durante un período geológico que no manifiesta este fenómeno en ninguna parte de la tierra donde pudieron estudiarse terrenos de este período » (52, págs. 1683-1684).

Aplicando este concepto, las capas con *Dadoxylon* de la zona media de los Estratos de Patquía (piso II del Paganziano de Bodenbender) deberían asignarse a la parte inferior del Pérmico medio, esto es, a un horizonte que podríamos comparar con el « Artiano o Artinskiano » según la interpretación de Zalesky, o a lo sumo en la parte media del Pérmico inferior si, en cambio, aceptamos la opinión de aquellos autores que marcan el límite permocarbonífero entre el Sakmariano y Artinskiano: y de todas maneras dentro de una serie de capas que no pueden ser más antiguas que el Artinskiano en su localidad típica. Y la aparición de anillos anuales en la madera de nuestro *Dadoxylon* sería un exponente claro de las amplias oscilaciones térmicas estacionales de un clima cuyas glaciaciones interrumpieron la uniformidad climática que cundió durante la máxima parte de los tiempos carboníferos.

Por lo que corresponde a los bivalvos de agua dulce contenidos en abundancia en capas del mismo nivel, ya observé que *Palaeonodonta ramaccionii* Freng. es seguramente una forma del grupo de *P. fischeri* Amal. y especialmente parecida a *P. okensis* Amal. del mismo grupo. También llamé la atención sobre el hecho de que nuestra especie es aún más próxima a esa forma de los estratos inferiores de la Serie de Beaufort que Amalitzky también ha determinado como *P. okensis* Amal. (27, pág. 347). En Rusia esta especie es característica de capas atribuidas a la parte inferior del *Oberes Rothliegendes*, por Amalitzky, y al Artinskiano, por Fredericks, donde se encuentra asociada con las demás formas del mismo grupo; en Baja Silesia formas análogas corresponden al *Mittelrothliegendes*, según Axel Schmidt. En África austral, el género *Palaeonodonta* con varias especies, entre las cuales cinco, esto es, *P. castor* (Eichw.), *P. subcastor* Amal., *P. parallela* (Amal.) Schm., *P. dubia* (Amal.) Cox y *P. okensis* Amal., fueron consideradas idénticas a las del Pérmico ruso, es característico del *Lower Beaufort*, en capas que Amalitzky considera homotaxiales y sincrónicas con las del Pérmico superior de Rusia y que Cox coloca inmediatamente debajo del Pérmico superior marino del territorio de Tanganyika.

Verdad es que, tanto en Rusia como en Sudáfrica, la edad de las capas con *Palaeonodonta* ha sido muy discutida y sigue discutiéndose. No hace mucho Cox justamente observaba que la posición de estos moluscos continentales tal como figura en un cuadro publicado por Nechaev (1894) debe considerarse con mucha cautela, pues la correlación y la clasificación de las capas pérmicas rusas ha sufrido cambios después de que el cuadro fuera compilado

y todavía su solución no han llegado a un estado definitivo: una especie, *P. subcastor*, primero aparece en la provincia rusa de Perm, en capas referidas por Fredericks al Artinskiano, esto es, al Pérmico inferior de muchas clasificaciones (pero Pérmico medio para Fredericks), la misma forma, sin embargo, reaparece en el Kazaniano (Pérmico superior) del distrito de Kazan, mientras la misma especie, junto con *P. parallela* y *P. dubia*, se halló aun más arriba, en el Tartariano de la cuenca de Oka-Volga y zonas adyacentes (11, pág. 34). Por estas consideraciones, Cox concluye que las especies de *Palaeanodonta* de este grupo evidentemente tienen una amplia distribución stratigráfica y, por lo tanto, es imposible fechar el horizonte de la Serie del Karroo, que contiene las mismas especies, de una manera más precisa que como Pérmico. Y añade que, si el horizonte marino del Tanganyika se encuentra cerca del tope del *Lower Beaufort*, es probable que el horizonte no marino (*Rhembe Beds*) con *Palaeanodonta* también corresponda al mismo piso (11, pág. 35).

Por otra parte, conocemos también las discusiones a que ha dado lugar la interpretación cronológica de la serie sudafricana del Karroo en general y los Estratos de Beaufort en particular. Por cierto, cualquier afirmación al respecto podría ser prematura. Sin embargo, desde que los autores modernos han tratado de demostrar que los superpuestos *Molteno Beds* (parte inferior de la Serie de Stormberg) no corresponden al Rético, como largamente se ha afirmado, sino al Triásico superior y, en parte, por lo menos, al Triásico medio, ya no es posible insistir con Du Toit que la Serie Beaufort corresponde a una edad « covering the upper Permian and Lower Triassic » (12, pág. 8). En un próximo trabajo, dedicado exclusivamente a la « Serie de Cacheuta », me ocuparé con más detalles de esta importante cuestión; pero desde ya puede anticiparse que en Africa y Australia, donde en los *Molteno Beds* y en la *Hawkesbury Series* tenemos series homotaxiales y facies isópicas, los autores modernos ya no hablan de « Rético ». Tienden en cambio a asignar estos terrenos al Triásico medio y al superior, no faltando autores que, en sus capas basales, creen ver equivalentes del Triásico inferior de Europa. Entonces, de la misma manera que la Serie de Damuda en la India, con la cual Du Toit la compara, seguramente la serie de Beaufort queda en el Pérmico en su totalidad. Especialmente el *Lower Beaufort* y sus equivalentes en el territorio del Tanganyika (*Ruhuhu Beds* y *Rhembe Beds*), con su Flora de *Glossopteris* típica, con *Dadoxylon* y *Palaeanodonta*, que hoy sabemos hallarse debajo de capas con fósiles marinos seguramente pérmicos, pueden corresponder al Pérmico inferior (Artinskiano) o, por lo menos, a la parte inferior del Pérmico superior.

La misma edad puede aceptarse también para los estratos que en el Cerro Colorado contienen *Dadoxylon* y *Palaeanodonta*. Y, si bien todavía la referencia es un tanto vaga, ella nos permite excluir que la zona media de los Estratos de Patquía pueda corresponder al Carbonífero superior, al propio tiempo que nos autoriza a considerarla dentro del Pérmico y de un Pérmico

bastante anterior a los movimientos tectónicos, probablemente del diastrofismo pfálzico, que en la Precordillera determinaron la discordancia entre los Estratos de Patquía y las rocas del complejo eruptivo (porfiritas, pórfidos cuarcíferos, etc.) de la base del Triásico.

CONCLUSIONES

El descubrimiento de sedimentos con *Syringothyris* cerca de la base de los Estratos del Tupe, arriba de un complejo glacial y de sedimentos con *Lepidodendron australe*, al Este de la cuenca de Jáchal, San Juan, en una región bastante próxima al Cerro de Guandacol, La Rioja, nos demuestra que la más antigua fase de la transgresión carbonífera conocida en la Argentina abarcó una extensión mayor de la que hasta ahora suponíamos. La posición de estos sedimentos marinos, evideniemente análoga a la de las capas con *Rhacopteris ovata* en la Quebrada del Tupe, La Rioja, confirma la opinión de que los sedimentos con *Syringothyris*, inmediatamente superpuestos a estratos comparables a los de la parte inferior de la misma serie o quizás a los de la serie australiana de Burindi, atribuída al Turnesiano superior, en la Argentina corresponden al Viseano.

El hecho de que los estratos con *Lepidodendron australe*, los con *Syringothyris keideli* y los con *Rhacopteris ovata* forman parte de una sucesión estratigráfica regular en la base de los Estratos del Tupe, representando el más antiguo Carbonífero argentino, nos obliga a reconsiderar la edad del potente complejo de los subyacentes Estratos de Guandacol que, por hallarse entre las calizas del Ordovícico y el más antiguo Carbonífero, puede representar una facies local del Devónico, quizás con base gotlándica.

Los bancos calcáreos y la subsiguiente facies de playa que, en la Quebrada de la Herradura, siguen arriba de las capas con *Syringothyris* hasta alcanzar la base de los superpuestos Estratos de Patquía (piso II de los Estratos de Paganzo de Bodenbender) con mucha probabilidad representan el resto de los tiempos carboníferos, indicando que la transgresión marina, iniciada durante el Viseano (o poco antes), pudo terminar hacia el final del Uraliano.

Esta fecha, que se presume para la regresión del mar carbonífero, parecería deducirse claramente de la circunstancia de que, en la vecina Ciénaga del Vallecito, dentro de la Quebrada del río Huaco, donde los bancos calcáreos y la facies de playa del perfil de la Quebrada de la Herradura están substituídos por sedimentos continentales, unos cien metros debajo de los Estratos de Patquía se intercala un nivel con abundante restos de una flora en que, entre tipos carboníferos predominantes, ya se mezclan elementos gondwánicos, como en la parte superior de los Estratos del Tupe al pie oriental de la Precordillera al Sur de San Juan y Norte de Mendoza. En estas regiones, en el techo de los Estratos del Tupe, dentro de sedimentos que pueden corresponder a los cien metros de estratos que, en la Ciénaga del Vallecito,

se intercalan entre el nivel plantífero mencionado y la base de los Estratos de Patquía, va disminuyendo paulatinamente la proporción de los tipos carboníferos y correlativamente van aumentando los elementos gondwánicos (*Noeggerathiopsis*, *Gondwanidium* y quizá también *Glossopteris*), como preludio del subsiguiente Pérmico, donde ya se establece una flora gondwánica pura, esto es, la Flora de *Glossopteris*.

El hallazgo de *Palaeanodonta* y de un *Dadoxylon* con anillos anuales netos y completos, dentro de un depósito glaci-lacustre en la parte media de los Estratos de Patquía que forman el Cerro Colorado de la Antigua, La Rioja, indica que estos estratos son seguramente pérmicos, descartando por completo la suposición de que ellos pudieran representar el Carbonífero superior o el Triásico.

El Triásico recién comenzaría con los piroclásticos porfiríticos, las porfiritas, los pórfidos cuarcíferos, etc., que en la Quebrada de Huaco, en los alrededores de Barreal y localidades análogas, yacen en discordancia sobre la serie roja del Paganziano superior, esto es, sobre los Estratos de Patquía.

Resumen. — En los tres capítulos en que divide su nueva contribución al conocimiento del Paleozoico superior de la Argentina, el autor da cuenta de algunos hallazgos importantes recientemente realizados en las provincias de San Juan y La Rioja.

En el primer capítulo refiere y comenta el hallazgo de esquistos marinos con *Syringothyris keideli* y otro de esquistos carbonosos continentales con *Lepidodendron australe* en la Quebrada de la Herradura, que corta las faldas occidentales de la Sierra de Perico, al N-E de Jáchal, San Juan. Según el perfil levantado, los esquistos con *Syringothyris* se hallan inmediatamente arriba de una grauvaca glaciaria, que el autor compara con el «Glacial Stage» de la serie australiana de Kuttung. En efecto, además de estas relaciones, tales esquistos, análogos a los que fueron ya descriptos para los alrededores de Barreal, San Juan, y atribuidos al Viseano, llevan las mismas relaciones del Viseano con *Rhacopteris ovata* que aflora en la Quebrada del Tupe, en La Rioja, y en La Montosa, cerca de Huerta de Guachi, al N-W de Jáchal, frente a la Sierra de Perico. Los esquistos carbonosos con *Lepidodendron australe* se hallan, en cambio, debajo del mismo glaciario y, por lo tanto, representarían el equivalente del «Basal Stage» de la misma serie australiana o quizás la parte superior de la Serie de Burindi de Nueva Gales del Sur, ambos horizontes anteriores a las capas con la «Flora de *Rhacopteris*» y caracterizados por restos de la «Flora de *Lepidodendron*». Por cierto, en Australia oriental, *Lepidodendron australe* es un elemento carbonífero muy antiguo, hallado en capas inmediatamente superpuestas a un Devónico bien definido por fósiles característicos. De esto, el autor deduce que los Estratos de Guandacol que, en el mismo perfil siguen bastante debajo de los esquistos con *Lepidodendron*, puedan ya representar una facies lateral del Devónico bien desarrollado poco más al Sur, en las faldas de los cerros en ambos lados de Jáchal. Hacia arriba, los Estratos del Tupe, de que forman parte los mencionados esquistos con *Lepidodendron* y los con *Syringothyris*, terminan con una serie de bancos calcáreos, sin fósiles, pero probablemente de origen marino, coronados en su tope por arenis-

cas de playa y finalmente por areniscas de textura eólica. Como aquí también este complejo estratigráfico está comprendido entre los Estratos de Guandacol y los depósitos rojos del « piso II » de los « Estratos de Paganzo » de Bodenbender (« piso » para el cual el autor aquí propone el nombre de « Estratos de Patquía »), es posible que los Estratos del Tupe representen todo el Carbonífero precordillerano; y es posible también que la transgresión marina de este período, en el ámbito de la actual Precordillera háyase iniciado durante el Viseano (esquistos con *Syringothyris*) para profundizarse durante la primera parte del Carbonífero superior y, por fin, terminar hacia el final del Uraliano.

En el segundo capítulo, el autor describe un nuevo yacimiento de esquistos plantíferos, con *Eremopteris Whitei* y *Adiantites peruanus*, intercalado hacia la parte superior de los Estratos de Patquía (unos cien metros debajo de la base de éstos) en la Ciénaga del Vallecito, dentro de la Quebrada del río de Huaco, al Este de la cuenca de Jáchal. Compara el yacimiento con aquel que ya estudió en la Quebrada del Saltito, al N-W de la ciudad de Mendoza, y que atribuyó al Moscoviano inferior. Además, en un perfil esquemático de la Quebrada del río de Huaco, el autor trata de ubicar el yacimiento dentro de la serie estratigráfica local. De la misma manera que en la Quebrada de la Herradura, pocos kilómetros más al Norte, aquí también los Estratos del Tupe se hallan comprendidos entre los Estratos de Guandacol y los Estratos de Patquía. Los Estratos de Guandacol yacen directamente sobre las conocidas calizas con *Maclurites* del Ordovícico inferior y, como siempre, exhiben una considerable potencia. Los Estratos del Tupe, a pesar de su proximidad con los homólogos de la Quebrada de la Herradura, ya parecen de facies completamente continental, como sus análogos en su afloramiento típico: cerca de su base, en proximidad de Agua Hedionda (en la boca de la Quebrada de Huaco) llevan una capa de carbón y restos de plantas en posición análoga a la que en otras localidades contiene restos de *Rhacopteris ovata*. En los cien metros que restan arriba del yacimiento de La Ciénaga, podrían ubicarse los demás niveles que, en otras localidades (La Playita, Retamito, Cruz de Caña, Bajo de Velis, etc.), llevan restos de floras mixtas, con proporciones progresivamente crecientes de tipos gondwánicos. Los superpuestos Estratos de Patquía aquí presentan una facies algo atípica, en cuanto su sección inferior se compone de una alternancia de niveles gris-claros (hasta casi blancos) y rosados (hasta casi rojos); pero la calidad de sus materiales arenosos, francamente arcósicos, los identifica y los distingue de los demás conjuntos estratigráficos: entre esta sección y la sección superior típicamente roja, se intercalan bancos claros calcaríferos como los que Bodenbender indica como nivel medio del « piso II » de sus Estratos de Paganzo. Si los Estratos del Tupe comprenden todo el Carbonífero, los Estratos de Patquía ya serían del Pérmico (quizá con base sakmariense) y la discordancia que a veces se intercala entre su base y el tope de los Estratos del Tupe habría sido determinada por una fase de movimientos astúricos; mientras que la discordancia que separa los mismos estratos de las formaciones superpuestas sería un exponente de una fase de movimientos pfálzicos, acaecidos al límite entre Pérmico y Triásico. En la Quebrada del río de Huaco, como en otras localidades precordilleranas, estas formaciones superpuestas a los Estratos de Patquía son tufitas y aglomerados porfíricos; por lo tanto el autor piensa que este conjunto eruptivo (porfiritas, keratófiros, pórfidos cuarcíferos, etc.) en la Precordillera marca el comienzo de los tiempos triásicos, en cuyo transcurso posterior se depo-

sitaran luego los diferentes horizontes de la Serie de Cacheuta (Estratos del Cerro de las Cabras, Estratos de Potrerillos, Estratos de Cacheuta y Estratos de Río Blanco), como equivalentes del Triásico medio y del Triásico superior.

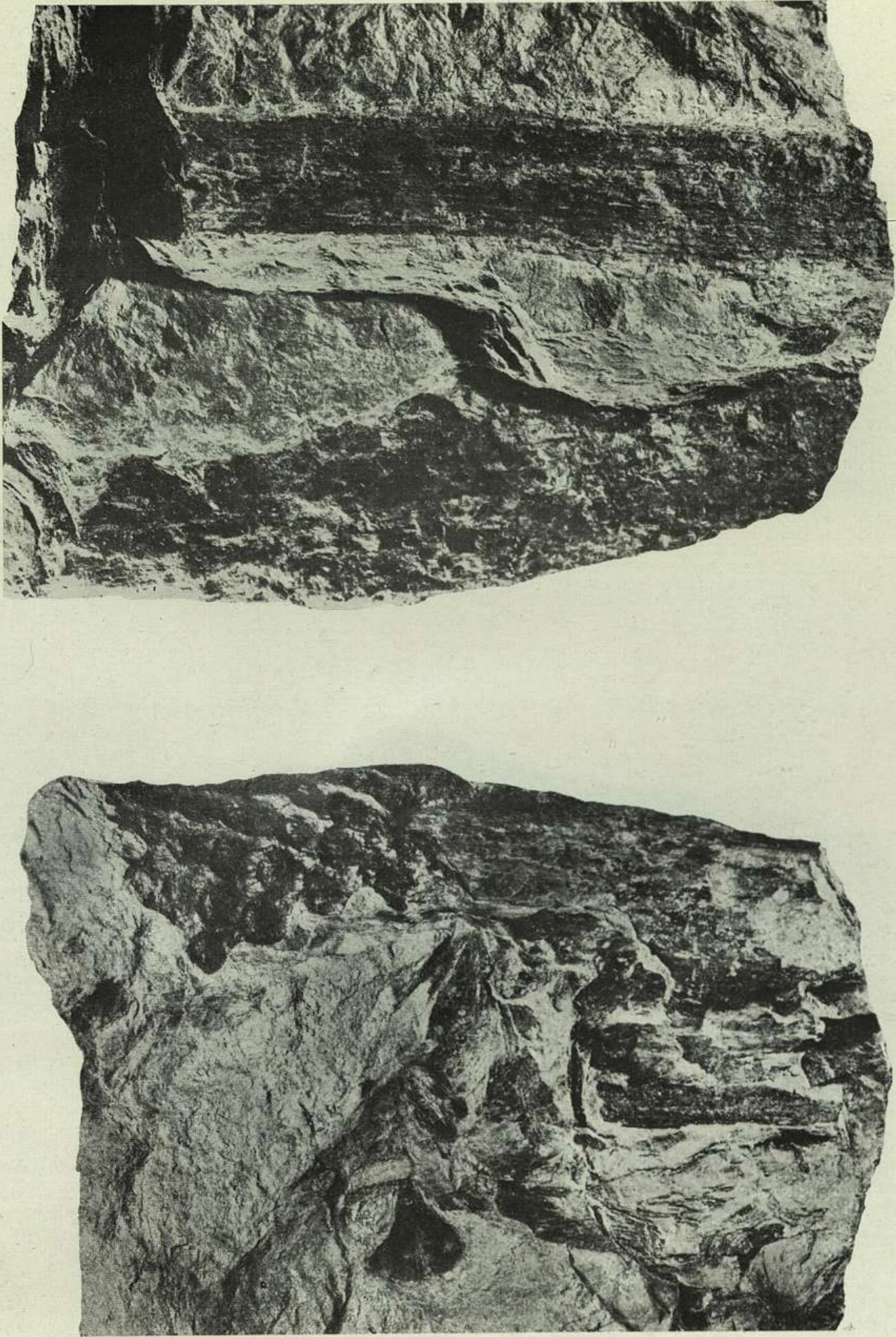
El tercer capítulo es dedicado al estudio de los Estratos de Patquía del Cerro Colorado de La Antigua, al Oeste de la Sierra Brava, La Rioja. En el extremo septentrional de este pequeño cordón serrano, los Estratos de Patquía se levantan, formando un pequeño anticlinal asimétrico, cuya charnela ha sido excavada por la erosión. En el perfil del vallecito, a cerca la mitad del espesor de la formación se intercalan capas calcaríferas, como las que, según Bodenbender, caracterizan la sección media de su « piso II », y que contienen elementos de extraordinario interés: un nivel de sedimentos glaci-lacustres, con varves y marlekor, restos de un *Dadoxylon* con anillos anuales evidentes y completos, y capitas con restos sumamente abundantes de *Palaeanodonta ramaccionii*. El autor compara el glaci-lacustre con los sedimentos análogos que, en la Serie de Pillahuincó de las Sierras australes de la provincia de Buenos Aires, caracteriza el Horizonte de Sauce Grande, situado debajo del Horizonte de Bonete que lleva restos de una Flora de *Glossopteris* pura y que por lo tanto puede homologarse con la parte superior del Sistema de Kamilaroi en Nueva Gales del Sur y con el Horizonte de Barakar en la India. Advierte que el *Dadoxylon*, por estar provisto de anillos anuales evidentes y completos, ya no puede ser del Carbonífero, para el cual, en ninguna parte de la tierra, se conocen maderas provistas de tales anillos. En cuanto a los moluscos, observa que *Palaeanodonta ramaccionii* es una forma del grupo de la *P. fischeri* y es muy próxima sino idéntica a esa especie de los estratos inferiores de la Serie de Beaufort, en África del Sur, que Amalitzky ha determinado como *P. okensis*, especie típica del Pérmico inferior de Rusia. Por tales hechos, el autor cree que esta sección media de los Estratos de Patquía (« piso II » de los Estratos de Paganzo de Bodenbender) puede sincronizarse con el Pérmico inferior y probablemente con el Artinskiano.

LISTA BIBLIOGRÁFICA

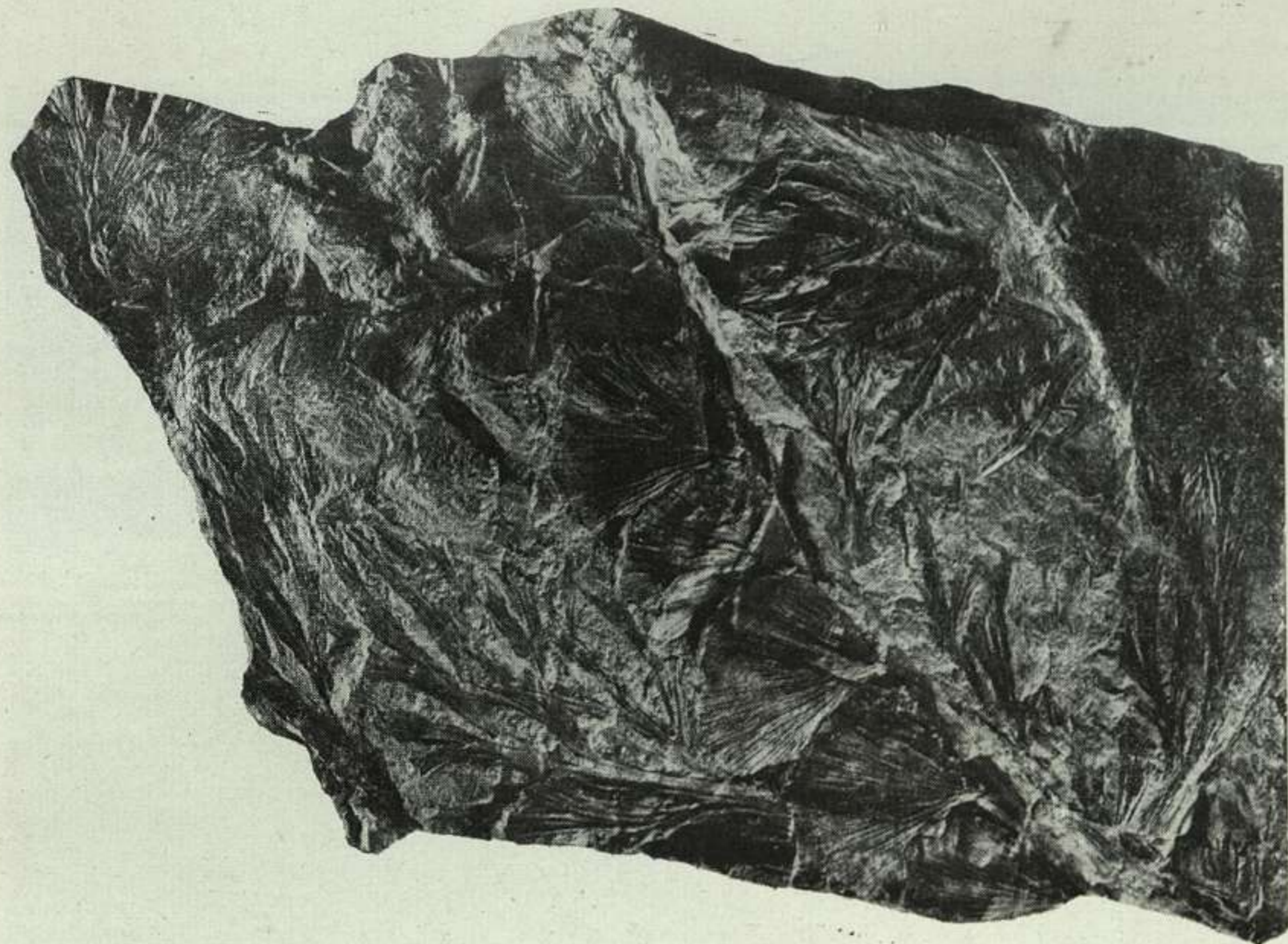
1. AHLFELD F., *Geología de Bolivia*, en *Revista Museo La Plata*, n. s., Geología, III, La Plata, 1946.
2. BODENBENDER G., *Devono y Gondwana en la República Argentina*, en *Bol. Acad. Nac. Ciencias*, XV, 201-252, Córdoba, 1897.
3. BODENBENDER G., *Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las Sierras centrales de la República Argentina*, en *Bol. Acad. Nac. Ciencias*, XVII, 203-261, Córdoba, 1902.
4. BODENBENDER G., *Constitución geológica de la parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes*, en *Bol. Acad. Nac. Ciencias*, XIX, 5-221, Córdoba, 1911.
5. BODENBENDER G., *Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes, constitución geológica y productos minerales*, en *Anal. Minist. Agric., Secc. Geol., Miner. y Minería*, VII-3, Buenos Aires, 1912.
6. BONARELLI G., *Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del Norte (provincias de Salta y Jujuy)*, en *Anal. Minist. Agric. Nac., secc. Geol., Miner. y Minería*, XV-1, Buenos Aires, 1921.
7. BORDAS A. F., *Peces triásicos de la Quebrada de Santa Clara (Mendoza y San Juan)*, en *Physis*, XIX, 453-460, Buenos Aires, 1944.

8. BRACACCINI O., *Acerca de los movimientos intertriásicos en Mendoza Norte*, en *Primera Reunión Comunic. Inst. Panamer. Ingen. Minas y Geol.*, 26-34, Buenos Aires, 1945.
9. CLARKE J. M., *El Devoniano de la Argentina occidental*, en *Anal. Min. Agric., secc. Geol., Miner. y Min.*, VIII-2, Buenos Aires, 1912.
10. CLARKE J. M., *Fosseis devonianos do Paraná*, en *Serv. Geol. e Miner. Brasil*, Monogr. I, Río de Janeiro, 1913.
11. COX L. R., *Karoo Lamellibranchia from Tanganyika territory and Madagascar*, en *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XCII, 32-56, London, 1935.
12. DU TOIT A. L., *A geological comparison of South America with South Africa*, en *Carnegie Instit.*, Public. n° 381, Washington, 1927.
13. DU TOIT A. L., *Our wandering continents, an hypothesis of continental drifting*, Edinburgh, 1937.
14. FEISTMANTEL O., *The flora of the Talchir-Karharbari beds*, en *Mem. Geol. Survey India, Palaeont. Indica*, ser. XII, III-1, 1-48, Calcutta, 1879.
15. FEISTMANTEL O., *Geological and palaeontological relations of the coal and plant-bearing beds of Palaeozoic and Mesozoic age in Eastern Australia and Tasmania*, en *Memoirs Geol. Survey New South Wales, Palaeontol.* n° 3, Sydney, 1890.
16. FERUGLIO E., *Fossili devonici del Quemado (San Pedro de Jujuy) nella regione subandina dell'Argentina settentrionale*, en *Giornale di Geologia*, ser. 2ª, V, 3-28, Bologna, 1930.
17. FERUGLIO E., *Fossili devonici della Sierra del Porongal nella regione subandina dell'Argentina settentrionale*, en *Giornale di Geologia*, ser. 2ª, VIII, 3-22, Bologna, 1933.
18. FLORIN R., *On Walkomia n. gen., a Genus of upper Palaeozoic Conifers from Gondwanaland*, en *Kungl. Svenska Vet.-Akad. Handl.*, 3ª ser., XVIII-5, Stockholm, 1940.
19. FOSSA-MANCINI E., *Acerca de la edad de las capas fosilíferas del llamado «Bajo de Velis» en la provincia de San Luis*, en *Rev. Museo La Plata*, n. s., Geología I, 161-232, Buenos Aires, 1940.
20. FOSSA-MANCINI E., *Sobre la edad de los estratos con Braquiópodos de Barrial y de Leoncito Encima (provincia de San Juan)*, en *Rev. Museo La Plata*, n. s., Geología I, 299-324, La Plata, 1943.
21. FOSSA-MANCINI E., *Supuestos vestigios de Glaciaciones del Paleozoico en la Argentina*, en *Rev. Mus. La Plata*, n. s., Geología I, 347-406, La Plata, 1943.
22. FOSSA-MANCINI E., *Las transgresiones marinas del Antrocolítico en la América del Sur*, en *Rev. Museo La Plata*, n. s., Geología II, 49-183, La Plata, 1944.
23. FRENGUELLI J., *Sobre una flórula carbonífera del Agua de los Jejenes, San Juan, conservada en el Museo de La Plata*, en *Notas Museo La Plata*, VI, 459-478, La Plata, 1941.
24. FRENGUELLI J., *Acerca de la presencia de Rhacopteris ovata en el Paganzo I de Villa Unión, La Rioja*, en *Rev. Museo La Plata*, n. s., Geología II, 11-47, La Plata, 1943.
25. FRENGUELLI J., *Apuntes acerca del Paleozoico superior del Noroeste argentino*, en *Rev. Museo La Plata*, n. s., Geología II, 213-265, La Plata, 1944.
26. FRENGUELLI J., *Viaje a la Precordillera*, en *Rev. Museo La Plata*, n. s., Oficial 1944, 157-169, La Plata, 1945.
27. FRENGUELLI J., *Moluscos continentales en el Paleozoico superior y en el Triásico de la Argentina*, en *Notas Museo La Plata*, X, 181-205, La Plata, 1945.
28. FRENGUELLI J., BÁEZ C. R. y LEANZA A. F., *El Bajo de Velis en la provincia de San Luis*, en *Notas Museo La Plata*, 153-175, La Plata, 1942.
29. GEINITZ H. B., *Ueber rhätische Thier-und Pflanzenreste in den argentinischen Provinzen La Rioja, San Juan und Mendoza*, en *Palaeontographica*, Supplement III-2, 1-14, Cassel, 1876.
30. GERTH H., *Geologie Südamerikas*, I, Berlin, 1932.
31. GROEBER P., *Constitución geológica de La Rioja*, en *Aguas Minerales de la República Argentina*, VI, 17-29, Buenos Aires, 1940.

32. HARRINGTON H., *Sobre la presencia de restos de la flora de «Glossopteris» en las sierra australes de Buenos Aires y su significación en lo referente a las relaciones de la serie glacial y series superiores*, en *Rev. Museo La Plata*, XXXIV, 303-338, Buenos Aires, 1934.
33. HARRINGTON H. J., *Investigaciones geológicas en las sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza*, en *Minist. Agric. Nac., Dir. Minas y Geol., Bol. n° 49*, Buenos Aires, 1941.
34. HARRINGTON H. J., *A brief summary of early Paleozoic formations and faunas of Argentina*, en *Proceed. Eighth Americ. Scient. Congr.*, IV, 69-78, Washington, 1942.
35. HEIM A., *Observaciones tectónicas en Barreal, precordillera de San Juan*, en *Rev. Museo La Plata*, n. s., Geología II, 267-286, La Plata, 1945.
36. JACK R. L. y ETHERIDGE R., *The Geology and Palaeontology of Queensland and New Guinea*, Brisbane y London, 1892.
37. KEIDEL J., *Observaciones geológicas en la precordillera de San Juan y Mendoza*, en *Anal. Minist. Agric. Nac., Secc. Geol., Mineral. y Minería*, XV-2, Buenos Aires, 1921.
38. KEIDEL J., *Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral*, en *Bol. Acad. Nac. Ciencias Córdoba*, XXV, 239-368, Buenos Aires, 1922.
39. KEIDEL H., *Ueber die «Gondwaniden» Argentinien*, en *Geol. Rundschau*, XXX, 148-249, Stuttgart, 1939.
40. KEIDEL J., *Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Uspallata (provincia de Mendoza)*, en *Physis*, XIV, 3-96, Buenos Aires, 1939.
41. KEIDEL J., *Paleozoic glaciation in South America*, en *Proceed. Eighth Amer. Scient. Congr.*, IV, 89-108, Washington, 1942.
42. KEIDEL J. y HARRINGTON H. J., *On the discovery of Lower Carboniferous tillites in the precordillera of San Juan, Western Argentina*, en *Geol. Magazine*, LXXV, 103-129, London, 1938.
43. LEANZA A. F., *Braquiópodos carboníferos de la Quebrada de la Herradura, al NE de Jachal, San Juan*, en *Notas Museo La Plata*, X, 277-314, La Plata, 1945.
44. MATHER K. F., *Front ranges of the Andes between Santa Cruz, Bolivia, and Embarcación, Argentina*, en *Bull. Geol. Soc. America*, XXXIII-4, 703-764, Washington, 1922.
45. READ CH. B., *Plantas fósseis do Neo-paleozoico do Paraná e Santa Catarina*, en *Minist. Agric., Divis. Geol. e Miner., Monogr. XII*, Rio de Janeiro, 1941.
46. REED F. R. C., *Upper carboniferous fossils from Argentina*, en (Du Toit) *Carnegie Instit. Public. n° 381*, 131-150, Washington, 1927.
47. STAPPENBECK R., *La precordillera de San Juan y Mendoza*, en *Anal. Minist. Agric., Secc. Geol., Mineral. y Minería*, IV-3, Buenos Aires, 1910.
48. STELZNER A., *Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik*, I, *Geologischer Theil*, Cassel u. Berlin, 1885.
49. WALKOM A. B., *Notes on some carboniferous plants from New South Wales*, en *Proceed. Linnean Soc. N. S. Wales*, LIX, 430-434, Sydney, 1934.
50. WALKOM A. B., *A brief review of the relationships of the Carboniferous and Permian floras of Australia*, en *C. R. Deux. Congrès Stratigr. Carbonifère*, Heerlen, 1935, III, 1935-1941, Maestricht, 1937.
51. ZALESSKY, M. D., *Sur une division des terrains carbonifère et permien du bassin du Donetz d'après leur flore fossile*, en *C. R. Deux. Congr. Strat. Carbonif.*, Heerlen, 1935, III, 1651-1661, Maestricht, 1937.
52. ZALESSKY, M. D., *Schéma général d'une division des dépôts continentaux carbonifériens et permien du bassin de Kousnetz, d'après leur flore fossile*, en *C. R. Deux. Congr. Strat. Carbon.*, Heerlen, 1935, III, 1663-1684, Maestricht, 1937.



Lepidodendron australe Mc Coy, del Carbonífero inferior de la Quebrada de la Herradura, en parte al estado de *Knorria*
Anverso y reverso de una misma pieza, en tamaño natural

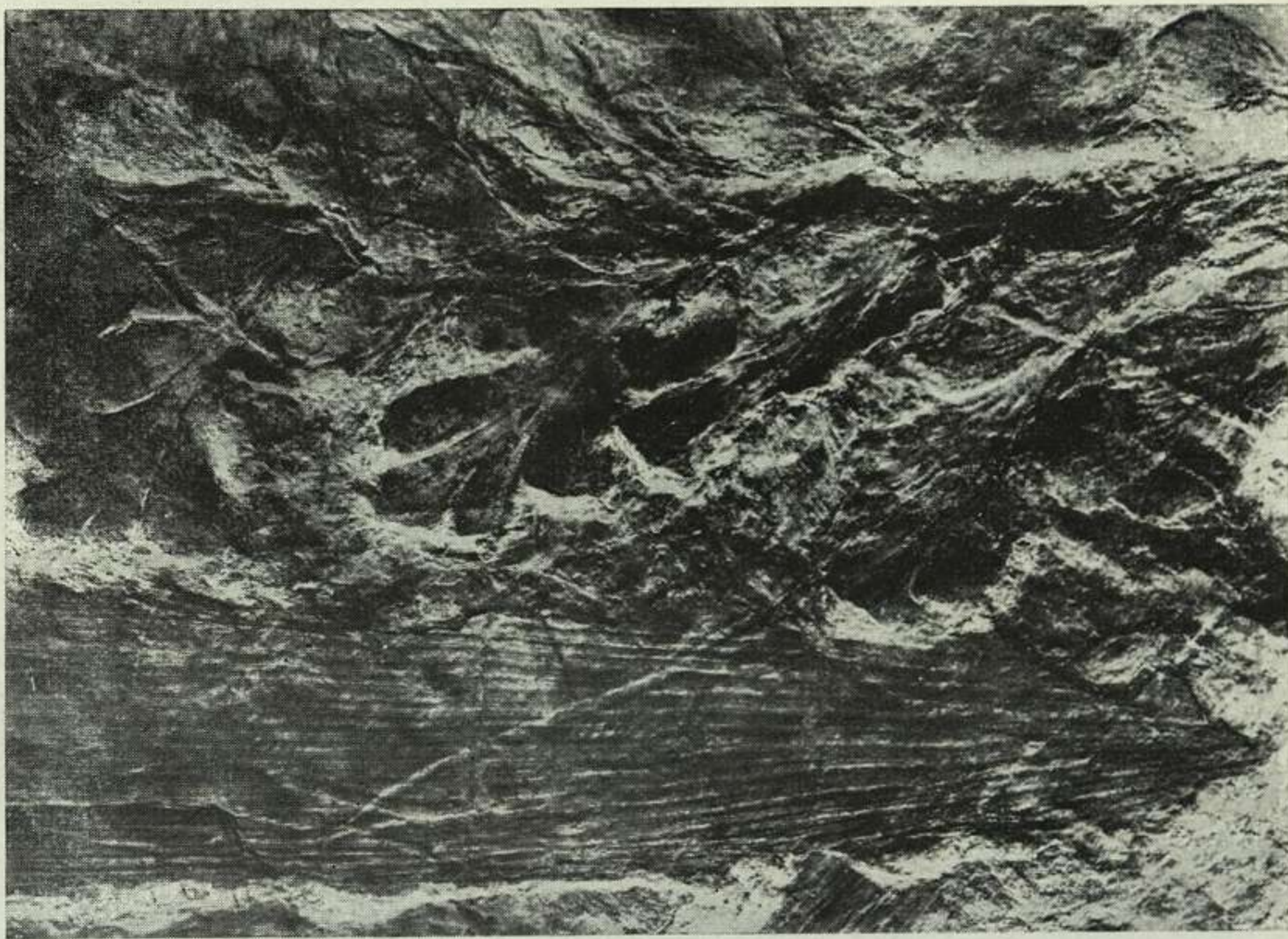
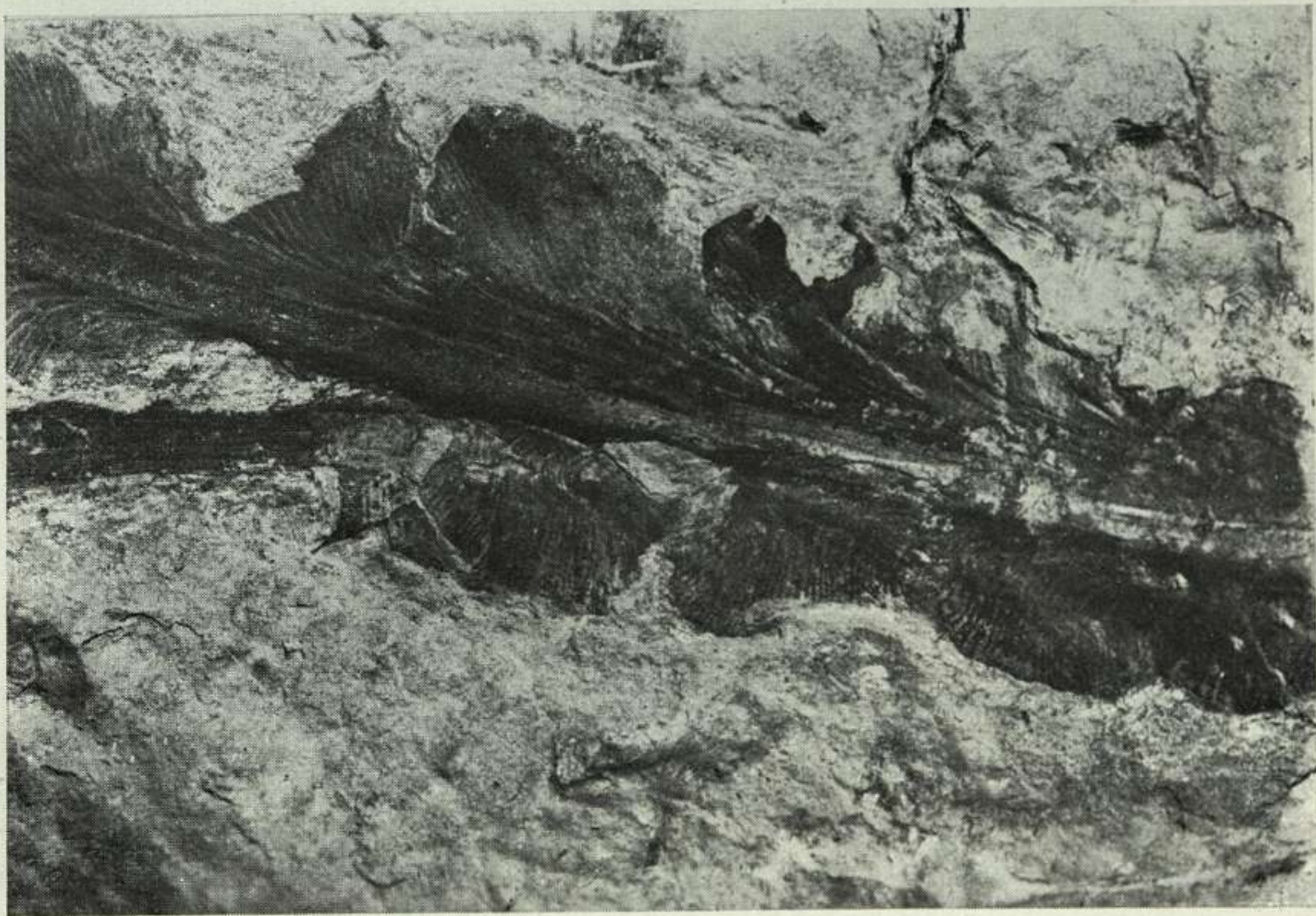


1

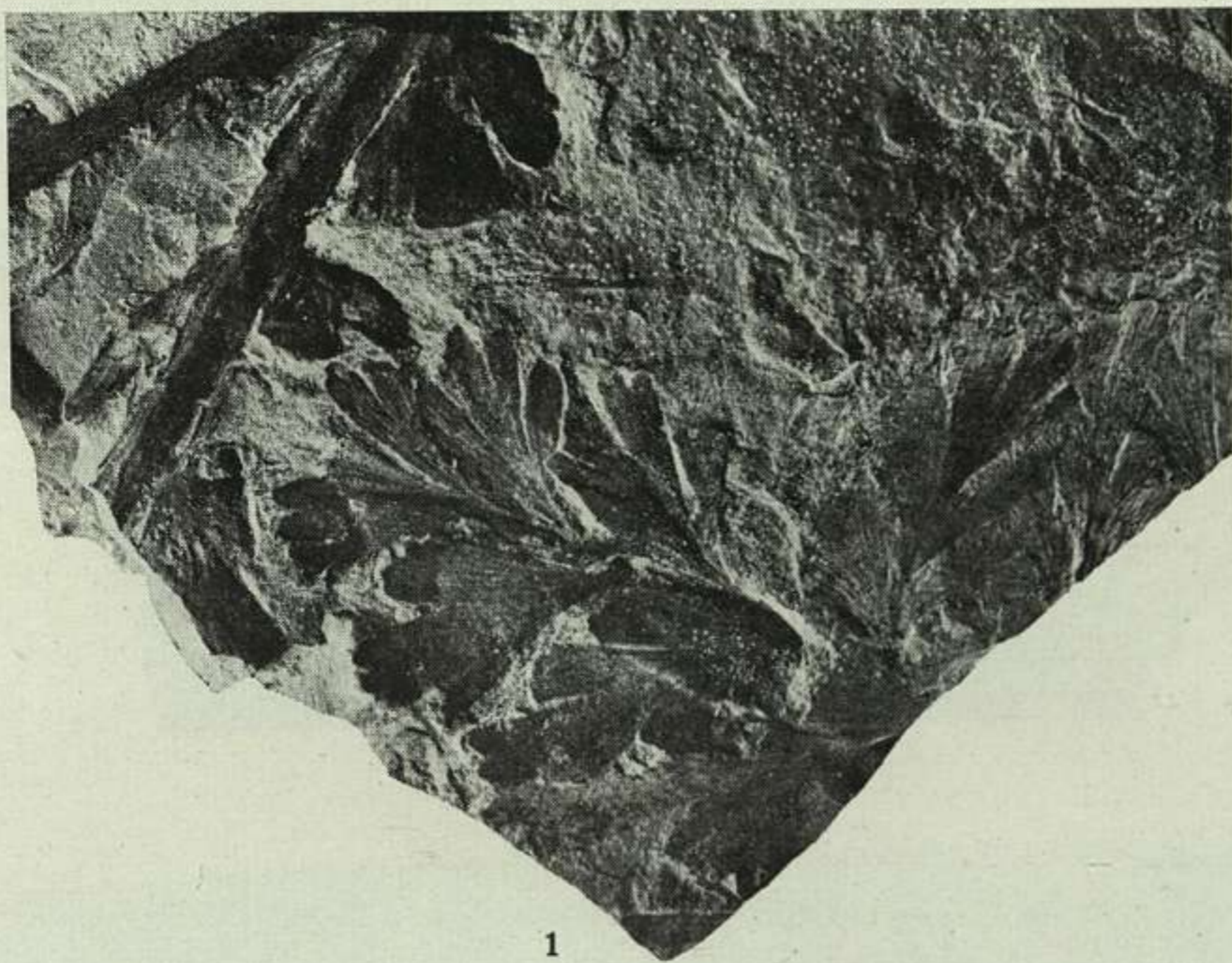


2

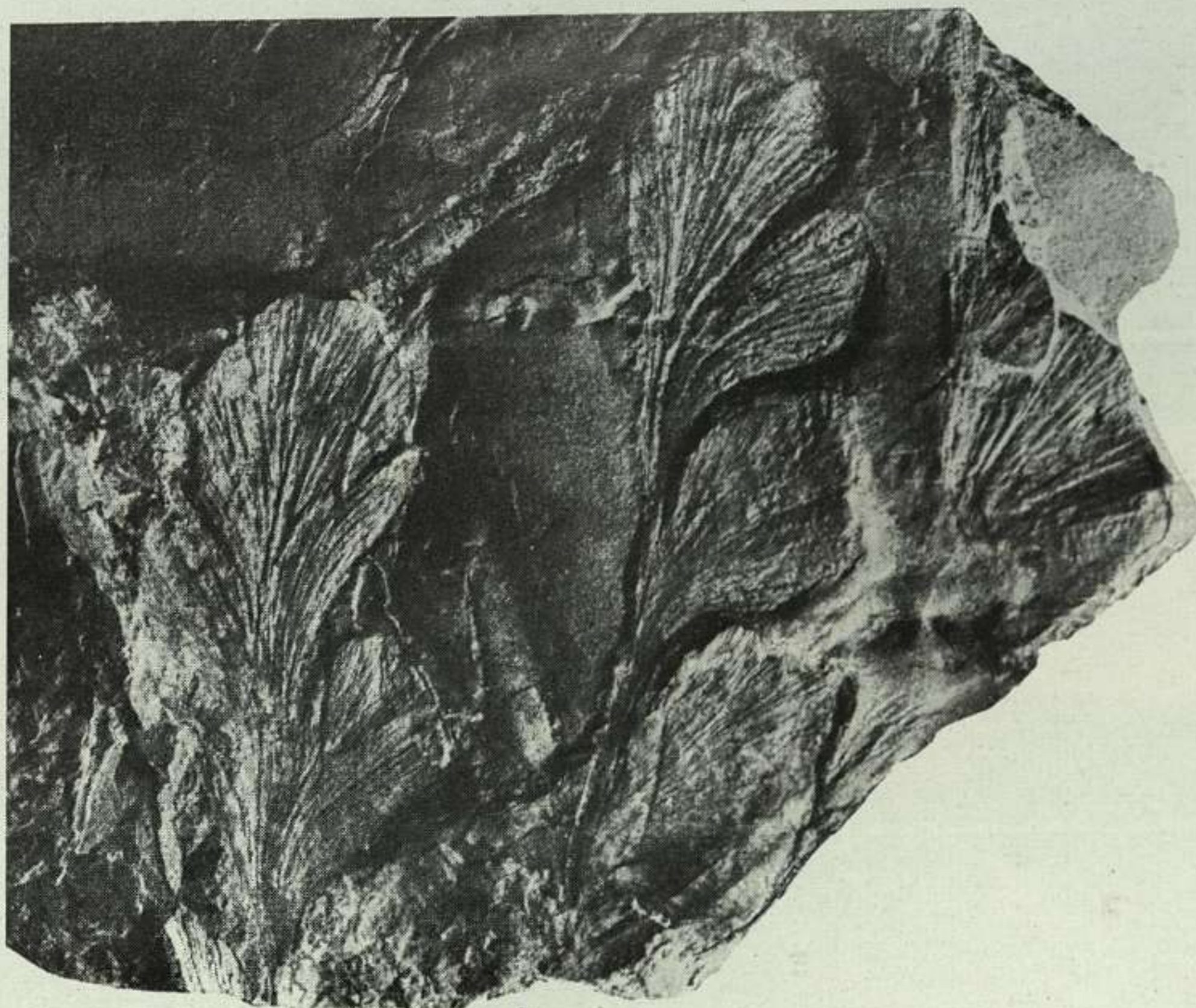
Plantas fósiles de La Montosa: 1, *Rhacopteris ovata* (Mc Coy) Walk. y *Sphenopteridium cuneatum* Walk.; 2, *Rhacopteris ovata* (Mc Coy) *Adiantites*? *robustus* Walk. y *Sphenopteridium* Walk. Tamaño natural



1
Plantas fósiles de La Ciénaga del Vallecito : 1, *Adiantites* ? sp. nov. ; *Noeggerathiopsis cuneata* (Kurtz) y *Eremopteris Whitei* Berry. Tamaño natural

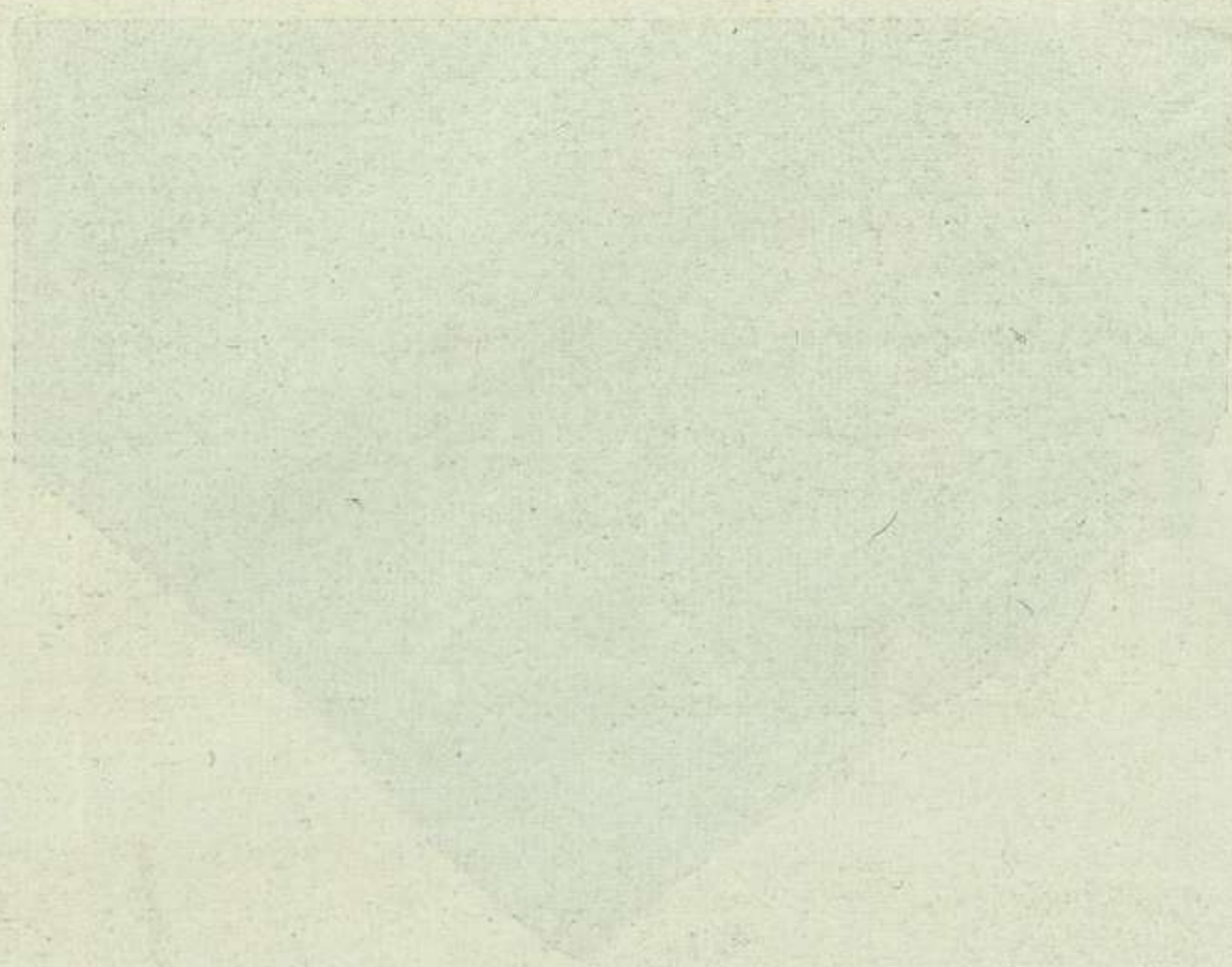


1



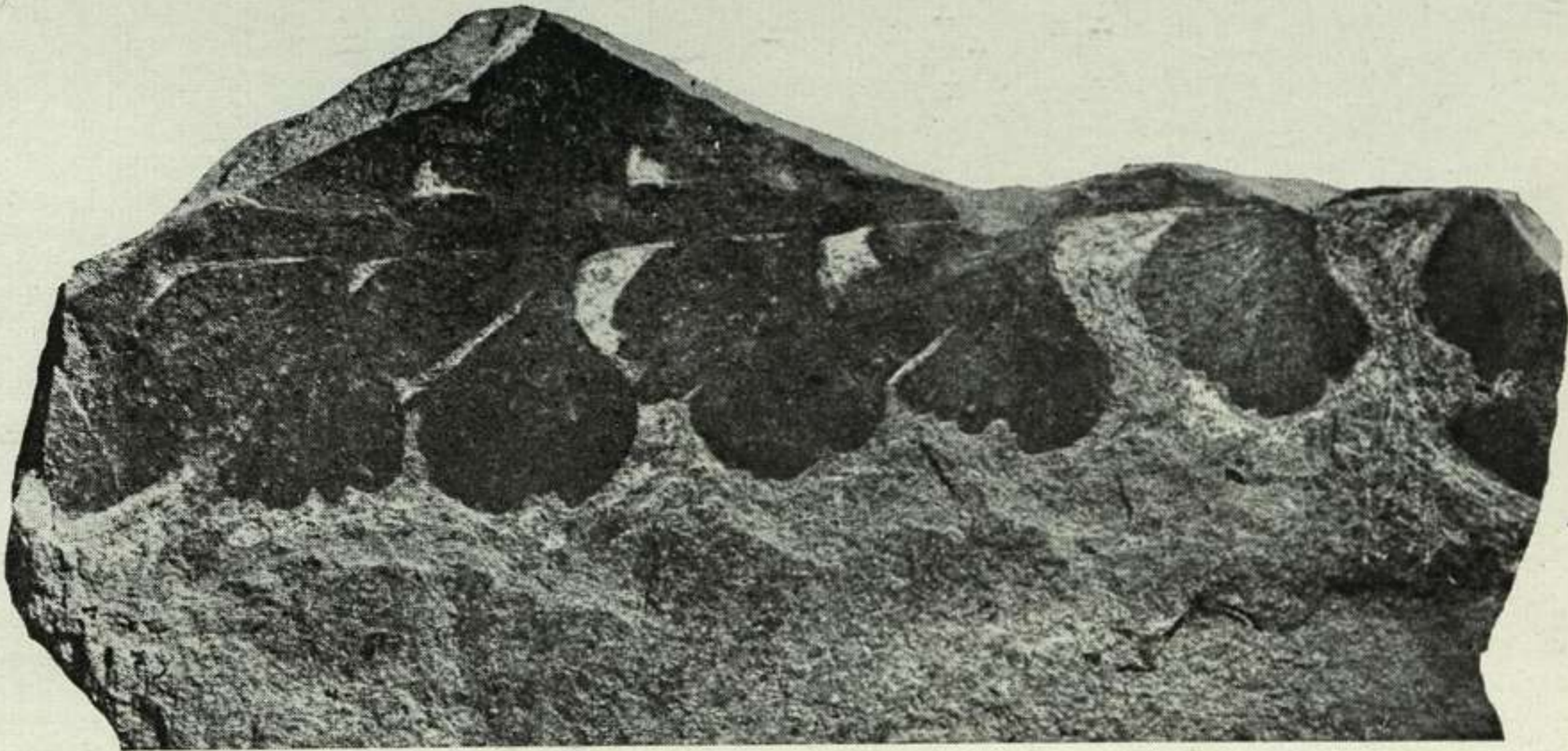
2

Plantas fósiles de La Ciénaga del Vallecito : 1, *Eremopteris Whitei* Berry y *Adiantites peruvianus* (Berry) Read ; 2, *Adiantites* sp. nov. Tamaño natural

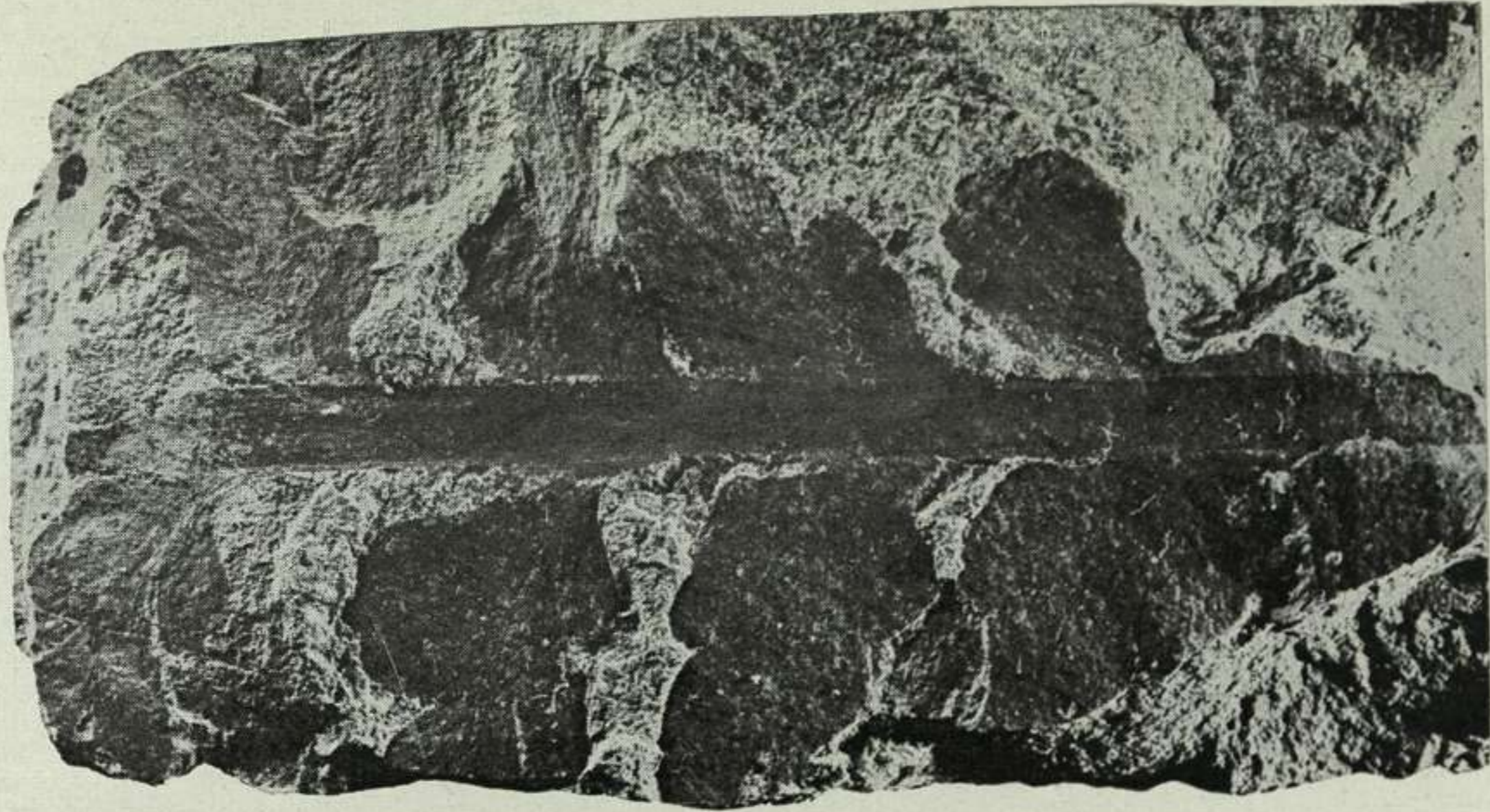


R

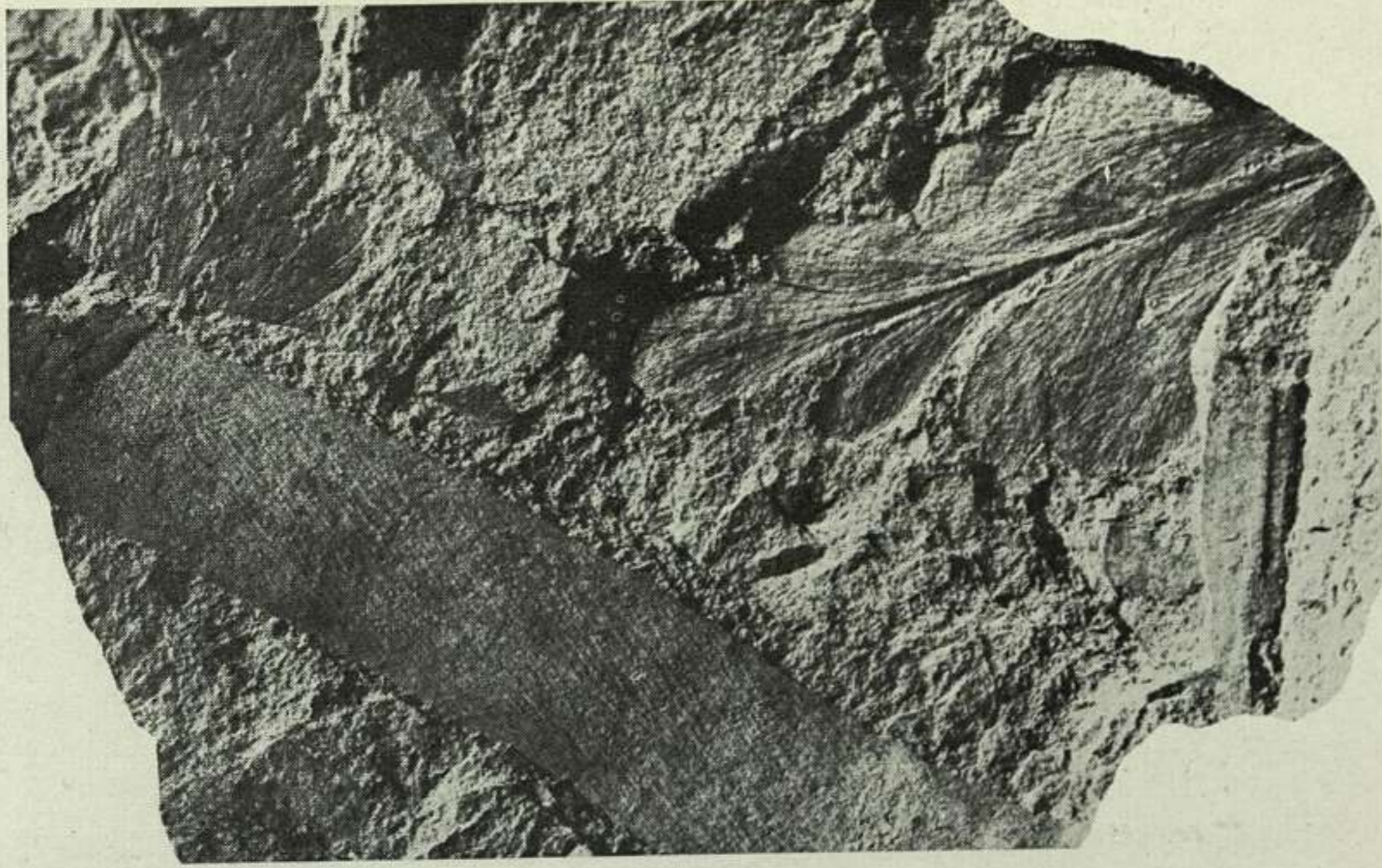
© 2011 by the Board of Regents of the University of Wisconsin System. All rights reserved. This document is the property of the Board of Regents and is loaned to you. It and its contents are not to be distributed outside your institution.



1



2



3

Plantas fósiles de Cruz de Caña : 1, *Adiantites peruvianus* (Berry) Read ; 2, *Gondwanidium Plantianum* (Carr.) Gerth ; 3, *Gondwanidium Plantianum* (ápice de fronda) y *Noeggerathiopsis* sp. Tamaño natural

INDICE

L. R. LAMBERT, Perfil geológico en el valle superior del río de los Patos sur (provincia de San Juan).....	I
JOAQUÍN FRENGUELLI, Acerca de la presencia de <i>Rhacopteris ovata</i> en el «Paganzo I» de Villa Unión, La Rioja.....	II
ENRIQUE FOSSA-MANCINI, Las transgresiones marinas del Antracolítico en la América del Sur.....	49
AGUSTÍN EDUARDO RIGGI, Cuencas geo-hidrográficas de Argentina.....	185
JOAQUÍN FRENGUELLI, Apuntes acerca del Paleozoico superior del Noroeste Argentino.....	213
ARNOLDO HEIM, Observaciones tectónicas en Barreal, precordillera de San Juan..	267
JOAQUÍN FRENGUELLI, El piso platense.....	287
JOAQUÍN FRENGUELLI, Consideraciones acerca de la «serie de Paganzo» en las provincias de San Juan y La Rioja.....	313

INDEX

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

ESTE TOMO ACABÓSE DE IMPRIMIR EL DÍA 13 DE MARZO DE 1946

EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA « CONI »

CALLE PERÚ 684, BUENOS AIRES







MCD 2018