

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo IV

Abril de 1949

Nº 2

CONSIDERACIONES GEOLOGICAS SOBRE LAS SIERRAS SUBANDINAS

EN LA REGION DE TARTAGAL (PROVINCIA DE SALTA)

Por LUIS E. ARIGOS y CESAR R. VILELA

INTRODUCCIÓN

Las observaciones consignadas en este trabajo se refieren a la sección de las Sierras Subandinas que forman parte del sistema orográfico llamado por Bonarelli (3, 27) Sistema Subandino, comprendida entre los paralelos 23° (Orán), y 22° (límite argentino-boliviano).

Las líneas generales de los trabajos publicados por los geólogos que han estudiado la sección que nos ocupa (ver lámina I), no permite arribar a un conocimiento orgánico de la misma. Es por tal razón que nos proponemos contribuir a ese conocimiento, consignando las observaciones y conclusiones emanadas de nuestra actividad desarrollada en estudios de superficie y de subsuelo y a la vez, tratando de impulsar la investigación geológica de una región interesante, presentando problemas, quizá ya resueltos, pero cuyas soluciones aún no han sido dadas a conocer. Para todos esos problemas, que por cierto son numerosos, hemos presentado nuestro punto de vista y una forma de resolverlos, intentando con esto colaborar en su solución, dejando abierta la discusión de los mismos, que será de indudable beneficio.

Ciertamente, nuestro trabajo no conformará a todos los criterios, pero creemos necesario dar este paso, para que aquellos conocedores de las Sierras Subandinas tengan a su disposición más datos, valiosos para la resolución de esos mismos problemas, y deseando a la vez que den a publicidad sus interesantes y autorizadas opiniones.

La uniformidad vertical, los cambios laterales y la discontinuidad de los escasos afloramientos hacen difícil establecer perfiles tipo; la falta de fósiles, las discordancias, los acuñaientos y el ambiente geográfico, son factores que inciden desfavorablemente; por lo tanto, las conclusiones se basan casi siempre en informaciones escasas y aisladas.

El aporte de la geología del subsuelo ha contribuido a aclarar algunos puntos importantes, sobre todo aquellos que se relacionan con la tectónica.

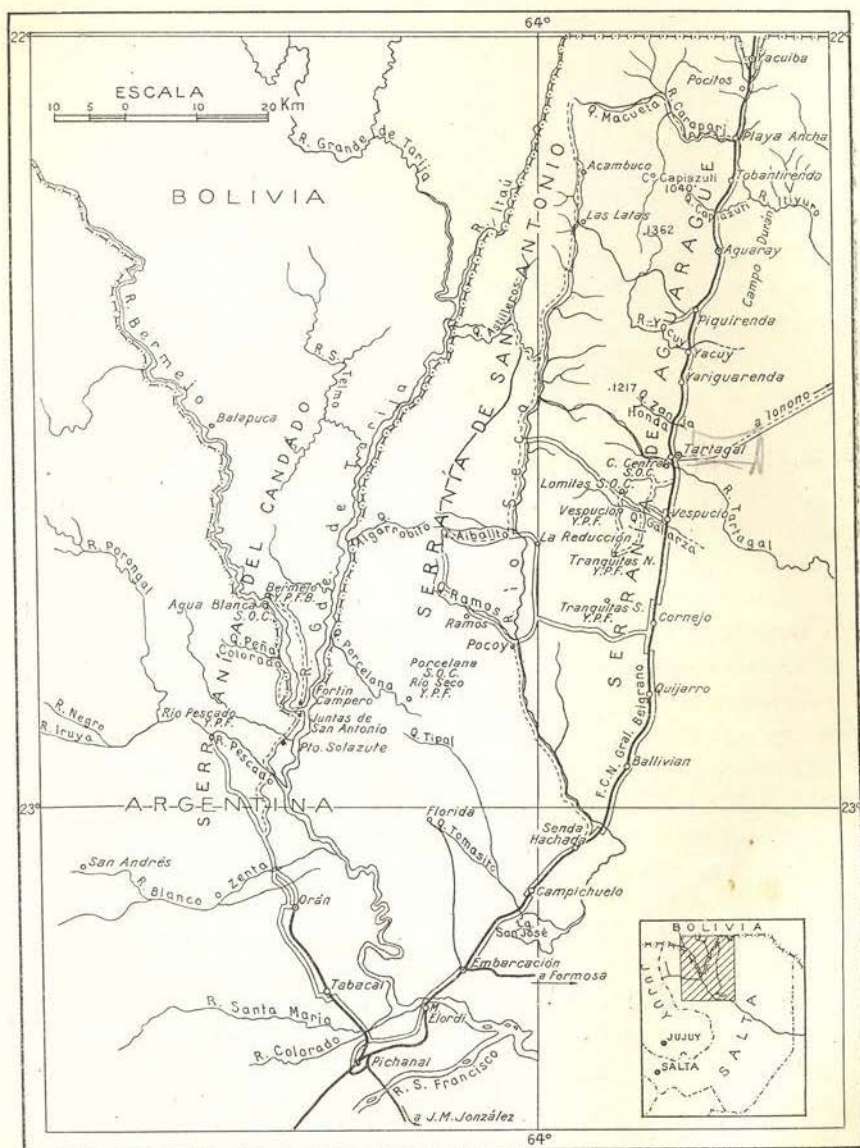


Fig. 1. — Mapa de orientación

Para facilitar la mención del área delimitada en párrafos anteriores, en adelante la referiremos como « Región de Tartagal ».

La escasez de datos geológicos y la confusión que existe en la aplica-

ción de nombres a los lugares geográficos de la zona incluida en la Región de Tartagal, comprendida en territorio boliviano, nos impide referirnos a esos lugares con la precisión y propiedad que deseáramos.

ESTRATIGRAFÍA

En este capítulo se tratarán los grupos correspondientes a la serie estratigráfica de la Región de Tartagal, como integrantes de tres grandes ciclos sedimentarios, a los cuales trataremos en capítulos posteriores. Asimismo se definirán los límites, distribución y características litológicas de cada miembro.

Se advertirá que algunas de las denominaciones usadas para designar a cada formación, son nuevas en la bibliografía; pero los geólogos que han actuado en la región que nos ocupa, deben estar familiarizados con estos términos, puesto que se los utilizan, con pocas variantes, en las compañías petroleras del Norte Argentino y de Bolivia.

Casi todos ellos han sido aplicados a formaciones estudiadas y definidas en territorio boliviano, y fueron adoptados para este trabajo, considerando que las formaciones tratadas participan de las características propias de aquéllas de la cuenca subandina boliviana, de las cuales son su prolongación al sur del paralelo 22.

Muchos de los nombres hasta ahora empleados, arraigados en la bibliografía, nos parecieron en unos casos demasiado amplios, y en otros vimos la conveniencia de reemplazarlos, ya sea por vagos o impropios, o por la dudosa correlación con los del área de su desarrollo típico. En el primer caso existe, por ejemplo, la denominación «Gondwana». Se acostumbra a dividirla en dos secciones: Inferior y Superior. Pero aún esos términos continúan siendo demasiado amplios sin necesidad, ya que encierran formaciones de fácil identificación.

En el segundo caso se encuentran nombres vagos o impropios, por ejemplo las «Areniscas superiores». Se utiliza esta denominación con una amplitud tal que no identifica sino vagamente. Por tal razón, la hemos descartado de la nomenclatura usada en este trabajo.

Creemos que en las Sierras Subandinas, la generalización de denominaciones puede traer serios inconvenientes, puesto que conduce a menudo a aplicar un mismo nombre a formaciones distintas. En los numerosos casos de correlación dudosa, somos partidarios de nombres distintos.

En el esquema estratigráfico simplificado, inserto a continuación, se han ubicado los grupos de formaciones relacionadas con los ciclos sedimentarios a que corresponden, comparando a la vez las denominaciones utilizadas en este trabajo con aquéllas más conocidas.

Bonarelli 1921	Schlagintweit 1937	Y. P. F.	Arigós y Vilela 1949
Rodados Jujeños Terciario Suband. Areniscas Superiores Horizonte Calcáreo	Rodados Jujeños Terciario Suband. Areniscas Superiores Horizonte Calcáreo	Rodados Jujeños Terciarios Suband. Areniscas Superiores Horizonte Calcáreo	Complejo Terciario { Rodados Jujeños E. de Chaco E. de Candado H. de Galarza E. de Tartagal
Horizonte Calcáreo Dolomítico	Horizonte Calcáreo Dolomítico	Horizonte Calcáreo Dolomítico	E. de Vitiacna (y aren. asociadas)
Areniscas inferiores	Areniscas Inferiores Arcillas Coloradas Gondwana	Areniscas Inferiores Gondwana Superior { Arcilla Colorada Aren. de las Peñas Gondwana Inferior { Gond. rojo Gond. gris negro Tupambi	= Entes de Riojua { E. de Mandiyuti E. de San Telmo E. de Aguaragüite Complejo Glacial { E. de Tarija E. de Tupambi
Devónico	Devónico	Devónico	Serie de Huampampa

Devónico. — Los depósitos marinos correspondientes a este ciclo en la Región de Tartagal se consideran como del período Devónico, indicándose en forma imprecisa que faltan las series superior y media, y un espesor desconocido en la parte inferior.

Cronológicamente el Devónico como formación ha sido individualizado por comparación litológica con aquellos sedimentos marinos de la misma edad que en territorio de Bolivia poseen horizontes fosilíferos.

Por la observación macroscópica se han determinado tres características que establecen otros tantos tipos de sedimentos. Al describirlos no debe atribuírseles ningún orden cronológico, por cuanto la distribución vertical y horizontal no es aún bien conocida. Sus relaciones primarias se tratarán en el capítulo correspondiente. Sólo por la información de numerosos sondeos profundos podría fundamentarse la relación entre los horizontes conocidos, o por lo menos quedar aclarada con la probable aparición de nuevos horizontes. El espesor de los estratos devónicos es aún desconocido, pero se calcula en varios miles de metros.

La descripción y ubicación de los tres tipos litológicos es como sigue:

a) Areniscas claras. Compuesto esencialmente por areniscas claras, grisáceas y blanquecinas, de grano fino a muy fino, anguloso, homogéneo, con estratificación paralela en capas muy delgadas con pobres restos bituminosos, alteradas por microfracturas. Los planos de estratificación quedan individualizados por la presencia constante de hojuelas de mica (muscovita y biotita), dispuestas paralelamente a las capas de areniscas. Los tamaños de las hojuelas de estas intercalaciones micáceas van desde el microscópico hasta el de varios milímetros, siendo constante un mismo tamaño para una misma intercalación.

Macroscópicamente las hojuelas no presentan alteración alguna.

A la severa selección de tamaño escapan algunos rodados cristalinos, bien redondeados, que raramente aparecen, sin trastornar la disposición paralela de las capas. Quizá su presencia pueda ser explicada por el mecanismo de su deposición. Incluidos en los elementos psammíticos nerítico-continentales, fueron arrastrados relativamente lejos de la costa, depositándose en áreas donde normalmente lo hacían sedimentos más finos.

Los sedimentos de este primer tipo han sido alcanzados por los sondeos efectuados en la Sierra de Aguarañi (Zona petrolífera de Tartagal) y en la Sierra de San Antonio (Distrito petrolífero de San Pedro, S. O. C.). Presumiblemente se halla aquí el límite sur de su distribución. Sus afloramientos son conocidos en territorio boliviano.

b) Esquistos oscuros. Este segundo tipo está integrado esencialmente por arcillas esquistosas de color negro cuando son puras, y gris oscuro cuando la arcilla contiene una elevada proporción de «siltstone». La roca presenta una tonalidad preponderantemente grisácea cuando exis-

ten intercalaciones delgadas y repetidas de areniscas muy finas del tipo anterior.

Como rasgo típico del Devónico del área, en todo el grupo es constante la presencia de planos micáceos. Estos planos son algo diferentes a los ya descritos para las areniscas grises. Se presentan en forma de hojuelas, cuyo tamaño, pequeñísimo, da a la superficie que ocupa un aspecto seríceo; además su proporción es considerablemente menor.

Macroscópicamente no se ha observado alteración alguna en las micas.

Como estos sedimentos se conocen por muestras y testigos obtenidos de perforaciones efectuadas a lo largo de los ejes anticlinales y ocupando el núcleo de los mismos, no debe extrañar que por la acción tectónica aparezca una marcada esquistosidad. Por esa misma acción los planos muestran los efectos de una fuerte fricción, apareciendo con superficies lustrosas y onduladas.

Con las características que lo definen, este tipo de sedimento ha sido hallado en el anticlinal de Ramos (S. O. C.), situado sobre la serranía de San Antonio, unos 55 km al sur del límite argentino-boliviano. También ha sido comprobada su existencia en las localidades de Aguas Blancas y Bermejo, argentina y boliviana respectivamente, situadas sobre ambos márgenes del Río Bermejo, en el extremo sur de la serranía del Candado Chico. Las muestras y testigos de los sondeos del núcleo devónico indican, con alguna frecuencia, intercalaciones psammíticas que los diferencian de los esquistos de Ramos, pero sin alejarlos de las condiciones generales de este segundo grupo.

c) Esquisto verde-morados. Este tercer grupo de sedimentos devónicos es el menos conocido. Únicamente fué hallado por perforaciones en el extremo meridional de la Sierra de San Antonio (Río Seco), al norte de la localidad de Embarcación. Litológicamente posee las mismas características apuntadas para los esquistos del segundo grupo descrito, diferenciándose por el color, en donde predominan las tonalidades verdosas, morado hasta violado, y a veces gris-verdoso.

EL COMPLEJO PERMO-TRIÁSICO

Piso I: Estratos de Tupambi. — La denominación proviene de la Quebrada de Tupambi, situada en la serranía de Aguaragüe, 3 km al norte de Sanandita (Bolivia) donde aflora con su potencia máxima conocida.

En la región de Tartagal, comprendida en territorio argentino, no se conocen afloramientos de las areniscas del piso de referencia, siendo probable que existan en otros lugares más al oeste, en la serranía de Balapuca y en el núcleo de la serranía de Candado Grande, cortada por el

Río Tarija, ambas en territorio boliviano. Según la información obtenida por perforaciones, las Areniscas de Tupambi no llegan en su distribución septentrional hasta Camiri (Y.P.F.B.).

El material para su estudio proviene de las perforaciones. Se trata casi exclusivamente de areniscas de grano fino a mediano, grises claras, grises verdosas y grises blanquecinas, de aspecto sacaroides. La coloración está dada por el cemento que une los granos de cuarzo. Estos son casi siempre transparentes. Es evidente que las areniscas han sufrido una gran selección, ya que las componen granos de tamaño homogéneo; es notable también el pulimento de los mismos hasta adquirir formas elipsoidales y esféricas, características del transporte fluvial. Si anotamos también la ausencia de todo material menos resistente que el cuarzo como componente granular de las areniscas, debido a que fueron triturados durante el prolongado acarreo e incorporados como integrantes del cemento de las mismas, debemos concluir que estas arenas provienen de áreas alejadas, transportadas con toda probabilidad por aguas continentales.

Observando la relación entre los granos y la superficie de éstos, puede deducirse que por el mayor contacto entre los granos, cementados en los ángulos más redondeados, sus superficies pulimentadas y la presencia de ojuelos semicóncavos, brillantes y sin pulimento, corrobora la idea de que se trata de una arenisca que ha sufrido un largo transporte.

Especialmente en el sur de Bolivia, se encuentran en la base de los Estratos de Tupambi, bancos de arcillas pizarreñas negras, sub-esquistosas, duras, a las que se ha denominado impropriamente Horizonte de T-3. En el área que nos ocupa, su presencia se ha señalado solamente por perforaciones llevadas a cabo en la Quebrada Zanja Honda, 5 km al norte de Tartagal. Pero a diferencia de lo que se observa en los Estratos de Tupambi bolivianos, en la Región de Tartagal aparecen intercalados en la base misma con areniscas típicas de la formación descripta, sin constituir un verdadero banco. Debido a su importancia, limitada a servir de guía en las perforaciones, no consideramos al H. de T-3 como formación aislada.

Debe hacerse notar que el área de la Quebrada Zanja Honda es el límite meridional de su distribución, puesto que hacia el sur las areniscas se asientan directamente sobre las capas devónicas.

Ocasionalmente aparecen capas delgadas de conglomerados finos, moderadamente parejos, con abundante masa arenoso-arcillosa, localizados más bien hacia el techo de la formación. Los componentes son cuarcitas de variados colores y tamaños, pizarras negruzcas y cuarzo diversamente coloreado. La mica es frecuente. El tamaño de los elementos alcanzaba 1 cm de diámetro aproximadamente. Tamaños menores son los más comunes.

Ya cercano a su techo se nota una mayor selección en el tamaño de los granos, llegando a aumentar el cemento arcilloso, por lo que la roca toma los caracteres de un «siltstone». Estos «siltstones» aparecen formando un sólo conjunto con las areniscas sacaroides y los esquistos negros suprayacentes (Horizonte de T-2) que forman la base del miembro superior. Se trata de areniscas extremadamente finas, muy compactas, de colores gris verdoso y gris claro, fuertemente cementadas, fracturándose la roca en trozos de bordes agudos y filosos.

Como la información precedente proviene de testigos de formación tomados aisladamente y a distintos niveles, no es posible dar una medida de los espesores relativos de cada tipo litológico; pero se puede afirmar que el mayor espesor de los Estratos de Tupambi está constituido por las areniscas sacaroides descritas en primer término.

La potencia máxima de estos estratos, conocida en Bolivia, es de 350 m, mientras que en la región de Tartagal sólo llegan a 120 m. Tanto en Bolivia (afloramientos y subsuelo), como en Argentina (subsuelo) no han sido hallados restos fósiles dentro de los Estratos de Tupambi.

Piso II: Estrato de Tarija. — Superpuestos a los Estratos de Tupambi, hallamos una serie espesa, la de mayor espesor en este complejo, que en la Región de Tartagal es conocida por afloramientos y subsuelo. En la parte argentina de dicha región, constituye la cubierta sedimentaria más antigua que aflora en los núcleos denudados de la Sierra de Aguara-güe, cuyo límite meridional lo hallamos a la altura del pueblo de Tartagal, aguas arriba del mismo por la quebrada homónima.

Hacia el oeste faltan afloramientos, excepto en el norte del anticlinal de Macueta en la Sierra de San Antonio. Sus asomos reaparecen nuevamente en territorio boliviano, hacia el norte del ángulo que forman los ríos Tarija y Bermejo, en las Sierras del Candado Grande, San Telmo y Saladillo.

Esta línea irregular de afloramientos está condicionada por las relativas alturas tectónicas de las charnelas, en combinación con la mayor o menor acción de la erosión retrocedente. Los afloramientos aislados coinciden con los cortes efectuados por los ríos formando gargantas estrechas llamadas «angostos» o «angosturas», con saltos y acumulación de escombros.

En líneas generales, este miembro stratigráfico puede ser reconocido e identificado en afloramientos, como así también en muestras y testigos de formación del subsuelo.

Considerado en conjunto, todo el espesor de los E. de Tarija se manifiesta con características litológicas muy regulares, ya que sus dos componentes, las tilitas y los lentes areniscosos, no presentan variación distintiva a la mencionada homogeneidad.

La coloración grisácea clara y oscura, con sus tonos hasta plumizo y verdoso, sólo se ve alterada por la blanquecina de los lentes areniscosos que aparecen irregularmente en su masa.

La roca primordial, tilita, es un aglomerado bien consolidado de material arcilloso con abundante componente psamítico, material que aparece constantemente entre la masa arcillosa, si bien mostrando variaciones en las proporciones en que se hallan mezclados.

La arcilla, a menudo endurecida, da compacidad a la roca, sirviendo a la vez como «matrix» o continente, tanto de los granos como de los rodados de mayor tamaño. Sin mantener orientación definida, es posible hallar hojuelas simples de mica (biotita) diseminadas en su masa y sin mostrar aparentemente ninguna alteración.

El componente psamítico, que da la característica principal a la roca, aparece diseminado en la masa arcillosa sin selección de tamaño ni orientación definida, ni aun en aquellos casos de granos incorporados de tamaño mayor, y con caras alisadas y/o estriadas.

En general los componentes granulares pequeños muestran aristas angulosas que fueron total o parcialmente redondeadas, esto último más común, notándose especialmente en los cortes frescos de roca virgen.

En los componentes de mayor tamaño, que van de 1 a 20 cm, se nota que el desgaste de los ángulos primitivamente filosos es menor, a la vez que el cuerpo del grano se acerca más a las formas poliédricas.

Los granos más pequeños son casi exclusivamente de cuarzo transparente y coloreado, pero se hallan también rocas cristalinas, cuarcitas, esquistos filádicos y granitos alcalinos rojizos, estos últimos ya como rodados de mayor tamaño. Con frecuencia suelen hallarse rodados de rocas cristalinas de caras alisadas, y ocasionalmente estos rodados presentan caras estriadas, de cuyo estudio surge la evidencia de que dichas estrias son típicas de la acción glacial.

Los autores han podido coleccionar los interesantes ejemplares mostrados en las figuras 2 y 3.

La mayoría de estos rodados estriados poseen las caras mayores y opuestas estriadas, cada una de ellas con estrias paralelas; pero las estrias de una cara con respecto a las de la otra, forman ángulos de distinta magnitud. En otros casos son tres o más las caras estriadas por el leve cambio de posición de una cara, originando así facetas también estriadas (fig. 3). No es raro hallar caras donde las estrias se superponen formando ángulos.

Las estrias características en los rodados, si bien son típicamente originadas por acción de fricción y comparables, aunque no por su origen, con las de aquellas tilitas pérmicas descritas por Keidel para los depósitos glaciales de la Precordillera de San Juan y Mendoza, no per-

miten establecer las posibles relaciones con los depósitos que los contienen, por la elasticidad con que se hallan distribuídos dentro de la roca.

La uniformidad de la masa tilítica en cualquier afloramiento queda rota por la aparición de repetidos y constantes lentes de areniscas, cuyo espesor varía desde pocos centímetros hasta 6 metros. Estos lentes, integrados exclusivamente por areniscas muy duras, blanquecinas de grano mediano a fino, con esporádicos niveles conglomerádicos, forman salientes en el curso de las quebradas, y filos pequeños en el am-



Fig. 2. — Rodado glacial con las estrias características. Es el típico granito rojo de los sedimentos gondwánicos, compuesto por cuarzo, feldespato potásico y calco-sódico, y biotita casi completamente cloritizada. Hallado en los E. de Tarija. Tamaño natural.

biente orográfico, por su mayor resistencia al desgaste. Cuando la amplitud de la quebrada lo permite y el afloramiento es bueno, puede observarse con relativa facilidad el cuerpo de estos lentes, siendo en tales circunstancias cuando el geólogo puede entrever el rumbo e inclinación de estos estratos tan uniformes. Generalmente es imposible hacerlo si no se sigue la orientación permitida por un buen afloramiento de uno de estos lentes. Otra dificultad es la constituída por el sistema complicado de fracturas que en muchos casos afectan a los lentes de areniscas y enmascaran los planos de sedimentación, a menudo difíciles de identificar.

No es fácil calcular el diámetro de estos lentes, pero los mayores lle-

gan hasta 400 metros, según lo deducido por la información del subsuelo (13,10). La importancia de estos lentes reside en su condición de portadores de petróleo.

En la mayoría de los afloramientos las tilitas aparecen recubiertas por una capa de alteración meteórica superficial de algunos centímetros de espesor, con una coloración menos intensa que la de la roca virgen.

En cuanto a los cambios de coloración de la masa tilítica, podemos agregar que se hace en base a tenues cambios en los tonos gris, gris-verdoso y gris oscuros, que recién hacia el techo de la formación se transforma en tintes violados, parduscos y morado-vinosos hasta rojizos, en contacto con las capas de la formación suprayacente. Este cambio de



Fig. 3. — Rodado glacial estriado. Es una roca sedimentaria del tipo «*grauvaca*», constituida esencialmente por cuarzo feldespato potásico (microclino) y algo de clorita o epidoto, todos ellos manchados por óxido de hierro. Hallado en el terció superior de los Estratos de San Telmo. (Tam. nat.).

coloración es constante en el techo de los E. de Tarija, observándose con preferencia en la zona oriental de las sierras subandinas (Sierra de Aguaragüe). Según se ha interpretado, existió un fenómeno de oxidación muy intenso antes de la deposición de los E. de Aguaragüe, como resultado de la erosión, nivelación y redeposición de parte de sus sedimentos, pues generalmente en su base se hallan conglomerados con rodados idénticos a los que están incluidos en las tilitas y en ocasiones los conglomerados están cementados por material tilítico redepositado.

El espesor de la cáscara rojiza no llega a más de 20 metros, siendo de hasta 40 metros el espesor total desde el cambio de coloración. Podría creerse que este fenómeno de oxidación se debe a agentes externos, al quedar expuestos en los afloramientos; pero no es así, ya que han sido

localizadas esas mismas tilitas rojas alteradas en el techo de la formación, por medio de los sondeos en las áreas petrolíferas de Aguaragüe.

En cuanto a la textura de las tilitas, es común hallar una textura bolar, o en forma «de hojas de cebolla», característica especialmente observable en las tilitas grises.

La base de los Estratos de Tarija no es conocida en afloramientos; pero los sondeos en busca de petróleo han permitido reconocer, en la parte inferior del complejo tilítico, un espesor variable de arcillas esquistosas duras, algo quebradizas, intercaladas por areniscas y «siltstones» claros y delgados. En el sudeste de Bolivia y la Sierra de Aguaragüe, estos esquistos tienen un espesor que varía entre 40 y 60 m (7, banco n° 16 del perfil de la Quebrada Machareti, Bolivia.)

En su totalidad, los E. de Tarija varían en espesor entre los 700 m, a la altura geográfica de la Quebrada Zanja Honda (Sierras de Aguaragüe y San Antonio) y 480 m hacia el norte (altura geográfica de Aguaray). Por los sondeos se ha notado, de lugar a lugar, una variación de espesor. Probablemente, uno de los factores que inciden en esos cambios es la superficie de erosión que constituye el techo de estos estratos.

Piso III: Estratos de Aguaragüe. — Son también llamados impropriamente «Estratos de Escarpment» o sencillamente «Escarpment», aludiendo a las formas abruptas que origina su presencia en la parte alta de las serranías de la región. Cuando son cortadas por cursos de agua, forman estrechos cañadones; otras veces, laderas abruptas y paredones verticales, originados éstos por fracturación normal a la inclinación. Forman también las crestas de los cerros, debido a la gran dureza que poseen, en especial sus areniscas.

La formación se asienta en discordancia (el valor de la cual será tratado en otro capítulo), sobre las tilitas grises y rojizas de los Estratos de Tarija, y está compuesta esencialmente por areniscas amarillas, blanquecinas grisáceas, y a veces verdoso-rojizas, con granos de cuarzo cuyo tamaño varía desde el fino hasta grueso, profusamente moteada con manchas circulares de óxido de manganeso. Esta característica no es privativa de las Areniscas de Aguaragüe, sino que, más bien, parece ser también común a todas las areniscas suprayacentes del complejo glacial. También puede ser encontrada ocasionalmente en las «Areniscas Superiores» o Estratos de Candado.

La textura entrecruzada es sumamente frecuente.

Las tilitas son comunes y similares a las ya descritas para los Estratos de Tarija, apareciendo aquí como bancos de hasta 15 m de espesor, con colores preferentemente verdosos y a veces grisáceos. Se intercalan entre bancos arenosos.

Existen asimismo conglomerados, compuestos por rodados cristali-

nos de colores diversos, entre los que se debe desatacar el granito rojo, cuya importancia reside en su presencia constante para las formaciones del complejo glacial, comprendidas entre los Estratos de Tarija y el tercio medio de los Estratos de Mandiyuti, inclusive.

Contiene también rodados de origen sedimentario, tales como areniscas y arcillas duras.

Todos los componentes psefíticos son de tamaño variable llegando a un máximo de 10 cm de diámetro. Son redondeados, es decir, han sufrido los efectos de un transporte que pulió manifiestamente sus aristas.

Generalmente, la masa que los une es una arenisca arcillosa bastante dura, de color amarillento. En casos raros y reemplazando a la arenisca, puede hallarse tilita gris con preponderante proporción de arcilla.

Es singularmente importante el banco conglomerádico que forma la base de la formación de referencia, por las relaciones cronológicas que apoya su presencia.

Hay también capas de areniscas conglomerádicas intercaladas entre otras de areniscas. Éstas se diferencian de los verdaderos conglomerados sólo por el tamaño de sus componentes, dado que su litología, la frecuencia con que aparecen y el espesor de las capas son similares en ambos casos.

A diferencia de los tipos de roca ya citados, que pueden hallarse en todo el espesor de la formación, existen bancos de arcillas que se ubican solamente en los niveles superiores. Son de colores castaños, y verdoso-rojizos (estos últimos colores se hallan siempre asociados). Son semi-plásticas y están dispuestas en capas siempre delgadas. La presencia de « ripple-marks » es constante.

El extremo sur del Cerro Tartagal (sierra de Aguaragüe), la cabecera meridional del anticlinal de San Pedro (Sierra de San Antonio) y los anticlinales del extremo sur de las serranías bolivianas de San Telmo, Candado Grande y Saladillo, son los puntos que forman el límite meridional de afloramientos de la formación de referencia.

El espesor total de las Areniscas de Aguaragüe es variable, como veremos al tratar sus relaciones estratigráficas y condiciones de sedimentación. Su máximo espesor medido es de alrededor de 400 metros en la zona de Yacuy (Sierra de Aguaragüe). Algunos cálculos hacen ascender esta cifra a 500 metros en el río Caraparí.

En dos oportunidades, en perforaciones efectuadas en las serranías de Aguaragüe y San Antonio, ha sido hallada una ceniza volcánica similar a las de sección superior de los Estratos de Chaco, ocupando la base de los Estratos de Aguaragüe. Al parecer se trata de un manto discontinuo, puesto que los sondeos no siempre lo ponen de manifiesto.

Piso IV: Estratos de San Telmo. — Su nombre proviene de la serranía de San Telmo, en el extremo sudoeste de las sierras subandinas bolivianas, en el alto Bermejo, en donde aflora con su máximo espesor formando, en superficie, el delineamiento estructural del anticlinal del mismo nombre. Sin poder precisar en cifras su espesor total en este lugar, por falta de información concreta, puede deducirse que pasa de 500 metros según cómo aumenta su espesor hacia el norte y oeste, en las serranías de Aguaraguie y San Antonio.

En el norte argentino se conocen extensos afloramientos en las dos serranías citadas y siempre hacia el norte del paralelo de la localidad de Tartagal. Hacia el sur de este límite la discordancia pre-terciaria ha eliminado paulatinamente los depósitos más antiguos, nivelándolos, y como veremos en el capítulo siguiente, el acuñaamiento ha afectado a todo el sistema superior del complejo permo-triásico, hasta los niveles más altos del Gondwana inferior.

La prolongación norte de los afloramientos de los E. de San Telmo la hallamos en el sudeste boliviano, en donde la nomenclatura vigente no permite identificarlo, sino entrando en consideraciones muy especiales de correlación que trataremos oportunamente.

Los Estratos de San Telmo en la Región de Tartagal están integrados por depósitos muy heterogéneos, compuestos por areniscas, esquistos arcillosos finos y tilíticos, arcillas coloradas y tilitas muy parecidas en su textura a los ya descritos para el miembro n° II.

En general predomina la coloración rojiza para los grupos superior y medio de arcillas, areniscas y esquistos; pero para el grupo inferior con tilitas y arcillas tilíticas, predominan las tonalidades verdosa y violada al color gris.

En la zona de Yacuy (2, 52) los E. de San Telmo han sido subdivididos en tres secciones como guía estratigráfica para determinar la estructura.

En la sección superior predominan esquistos grisáceos verdosos y gris-morado, pizarreños con intercalaciones delgadas de areniscas gris claro, moteadas; en la sección media, esquistos rojovinoso y morados y areniscas moteadas, espesas y duras con areniscas pizarreñas finas, de colores gris claro, verdoso y morado, y en la sección inferior, un acentuado predominio de tilitas gris-verdosas y violadas con geodas de calcita, mezcladas caóticamente y fracturadas (fracturas con yeso). En otras áreas, alguna de estas secciones presenta un desarrollo más amplio en detrimento de la otra, razón por la cual la correlación litológica de sus horizontes solamente es válida cuando se trata de áreas cercanas.

En la serranía de San Antonio (Distrito San Pedro S.O.C.), por ejemplo, predominan los esquistos arcillosos; algunas han servido como horizontes litológicos guías para el delineamiento estructural.

También se hallan tilitas, en bancos espesos, de colores gris verdoso y grisáceo a pardo-verdoso, en las secciones inferior y media. En la cabecera N. del anticlinal de San Pedro, en los Estratos de San Telmo, los autores han hallado rodados estriados, entre ellos el de la lámina n° 3, con la « forma de plancha de planchar » que menciona Fossa Mancini (4, 355).

Piso V: Estratos de Mandiyuti. — Esta denominación, usada por primera vez por Mather en 1922, proviene de una localidad homónima, situada sobre el Río Parapetí, al E. de Cuevo. Significa « algodonal o montón de algodón » (*Mandiyu* = algodón; *ati* = montón). Los geólogos de la S.O.C. cambiaron esta voz a Mandiuti. Se la ha utilizado dándole distinto alcance dentro de la serie estratigráfica. En Bolivia los Estratos de Mandiyuti abarcan una espesa serie que, superiormente al Devónico, llega hasta el Calcáreo de Vitiacua.

En el SE, Schlagintweit, citado por Ahlfeld (1, 67), considera como Mandiyuti a la serie correspondiente al Gondwana Superior. En el Norte Argentino hemos creído conveniente conservar esta denominación, pero usada para la parte más alta del Gondwana Superior, restringiendo así el alcance del término, ya que la correlación estratigráfica entre el Gondwana Superior de la Región de Tartagal y la Serie de Mandiyuti boliviana, en la acepción de Schlagintweit, deja muchos claros, sólo explicables teniendo en cuenta de que se trata en su totalidad de una sedimentación completamente intranquila.

En la Región de Tartagal, el Gondwana Superior de Schlagintweit ha sido dividido en tres grupos para su mejor conocimiento. Los dos más bajos, Estratos de San Telmo y de Aguaraquí ya han sido descritos; el grupo superior para el cual mantendremos la denominación de Estratos de Mandiyuti, abarca en la región de referencia, una deposición muy irregular de sedimentos continentales, de textura entrecruzada y conglomerados incluidos en bancos espesos, arcillas « tilíticas » (redepósito), muy arenosas unas y puras otras, y también bancos de areniscas de grano mediano, de colores preferentemente claros, amarillento, rojizos, y gris pardusco.

En cuanto al espesor de estos estratos, varían según el perfil que se considere: en el Río Caraparí alcanzan a 380 m; en Yacuy tienen sólo 260 m, faltando ya en Quebrada Zanja Honda y Quebrada Tartagal, en donde ya es posible hallar capas de los Estratos de Tartagal.

En la Serranía de San Antonio sólo se los conoce en el Anticlinal de Macueta con un espesor mayor que en Caraparí. Allí se han calculado cerca de 500 m; aparecen en dos series bien diferenciales que los geólogos de la S.O.C., han llamado « Macueta S.S. » y « Arbolito Conglomerate », este último en contacto discordante con los estratos subyacentes,

si nos atenemos a la presencia de camadas de conglomerados gruesos, mezclados con bancos de areniscas, ambos con una estratificación completamente irregular.

Ya en San Pedro (S.O.C.), inmediatamente al S. de Macueta, la delimitación entre los Estratos de Tartagal y San Telmo se hace muy difícil, siendo posible que en algún lugar, sobre todo al N. del anticlinal, se hallen capas referibles al grupo de Mandiyuti. En San Pedro existen dificultades para quien trate de delimitar las series, puesto que no existe el horizonte Calcáreo de Galarza, que a menudo se toma como punto de partida para relacionar afloramientos tan aislados en una zona de topografía accidentada y de selva espesa.

El aspecto general de los Estratos de Mandiyuti recuerdan a una serie de deposición posterior a una fase erosiva; veremos más adelante que este concepto apoya la idea de una edad triásica para los estratos de referencia.

Con los estratos descriptos culmina la sedimentación gondwánica. Los depósitos suprayacentes están separados de aquéllos por una discordancia de gran amplitud.

El calcáreo de Vitiacua y las Areniscas Calcáreas. — En la parte norte de la región en estudio, en el anticlinal de Macueta y sobre el flanco W. de Aguaragüie (Río Caraparí), afloran las capas del Calcáreo de Vitiacua y las areniscas calcáreas sub-yacentes. Se superponen al complejo del Gondwana con el cual no se relacionan, ni por su origen, ni por su edad. No se los ha hallado más al S.

En Macueta, el Calcáreo está integrado por una sucesión de calizas y dolomitas, de colores gris y amarillo claro, intercaladas por capas rosadas o gris violáceas y hasta gris oscuras y azuladas, de pedernal (chert u horsteno), en finas bandas, lentes y nódulos. Estas dos últimas formas de presentarse, aparecen preponderantemente en el techo del Calcáreo, ocupa hasta el 50 % del espesor total.

En las quebradas los afloramientos son nítidos, pero no es posible hallarlos en todas ellas. Se han medido espesores que oscilan entre 28 y 70 metros.

Debajo del Calcáreo propiamente dicho, siguen, en espesores que varían entre los 70 y 40 metros, areniscas calcáreas gris-claras y rosadas que en parte incluyen lentes de pedernal, sobre todo, en la parte superior. Es muy marcado el entrecruzamiento, hallándose capas muy delgadas, finamente estratificadas y muy duras, que se separan seme- jando a «lozas».

En el Río Caraparí, ambos miembros aparecen con características semejantes a las ya descriptas. Se nota un aumento en la proporción de pedernal que forma aquí bancos más espesos.

Es particularmente notable la evidencia de la discordancia preterciaria. En el braquisinclinal del flanco W, se hallan presentes, tanto el Calcáreo verdadero como el conglomerado proveniente de su destrucción.

En la bibliografía (9, 41 y siguientes) existe una perfecta descripción de las relaciones y características del conglomerado calcáreo. Los autores concuerdan con la opinión de Schlagintweit en el sentido de que « el llamado Horizonte Calcáreo de Vespucio, corresponde a la serie conglomerádica en el Caraparí ¹.

EL COMPLEJO TERCIARIO

Piso 1: Estratos de Tartagal. — Bajo esta denominación se ha incluido una serie de sedimentos heterogéneos de origen torrencial cuyas características litológicas, variando de lugar a lugar, indican una deposición intranquila.

El alcance del término, sugerido por la circunstancia de ser en la Región de Tartagal donde es posible inferir los límites del intervalo, no tiene una influencia específica sobre la estratigrafía regional, sino que, mediante su delimitación, hemos intentado solucionar un problema oscuro de la estratigrafía de la zona, en el intervalo situado entre la discordancia ubicada en el techo del Gondwana superior, y el Horizonte calcáreo-conglomerádico llamado de Galarza.

Los Estratos de Tartagal se apoyan sobre una superficie fuertemente discordante, en donde la erosión, suprimiendo los niveles del Gondwana superior han llegado hasta remover el techo de los Estratos de Tarija (Gondwana inferior), al sur de la Quebrada de Galarza.

Los fundamentos por los cuales se infiere la delimitación de los depósitos de este piso, han sido tomados de la información obtenida mediante los sondeos petrolíferos. Como éstos han sido varios, y a lo largo de la serranía, han podido seguirse los cambios laterales de ese intervalo, sin que hasta ahora haya dos opiniones iguales con respecto a su ubicación dentro de la columna estratigráfica general de la zona. Es interesante consignar que los Estratos de Tartagal tienen casi la misma distribución que el Horizonte calcáreo de Galarza, en razón de la íntima relación sedimentaria existente entre ambos.

La composición litológica del intervalo que tratamos, está estrechamente ligada a la naturaleza de las rocas que integran las capas sobre las cuales se asienta discordantemente. Como su origen es debido a la

¹ El doctor Schlagintweit se refiere al Horizonte calcáreo de Galarza, llamándolo Calcáreo de Vespucio.

desintegración, con escaso acarreo, de los depósitos inferiores, no sólo es posible hallar el mismo tipo de sedimento dominante, sino también su coloración más característica.

Donde mejor se conocen estos cambios laterales es en la serranía de Aguaraquí. Desde el Río Caraparí al sur, en Capiazuti y Yacuy, los Estratos de Tartagal corresponden a una redeposición de la parte superior de los Estratos de Mandiyuti; aparecen areniscas y conglomerados finos, aquéllas con tonos rojizos y amarillentos típicos de los depósitos del Mandiyuti. Al sur de Yacuy, en la Quebrada Zanja Honda y Río Tartagal, se hallan también los mismos tipos de sedimentos propios de los E. de Mandiyuti; pero, aquí es posible hallar tilitas redepositadas de los Estratos de San Telmo, como así también, arcillas violadas, rojizas y verdosas, con textura subesquistosa.

Más al sur, en la zona de los yacimientos de petróleo (Lomitas, S.O.C., y Vespucio-Tranquitas, Y.P.F.), las perforaciones han indicado la presencia de areniscas finas, blanquecinas y con tonalidades verdosas (arcillas intercalares) y muy escasos conglomerados (la mayoría en la base), de rocas cristalinas. Es en esta parte donde el intervalo se ha estudiado mejor, dado que la índole de la información, permite seguirlo paso a paso y reconocerlo con más detalles, en lo que se refiere a espesores y cambios laterales ¹.

A 2 km al sur de Vespucio (Y.P.F.), desaparecen las areniscas y en su lugar, por reemplazo horizontal, aparece una serie arcillosa cuyos caracteres indefinidos pasan a otra serie tilítica, ambas con coloraciones principalmente morado-vinoso y gris-verdoso hasta gris oscuro, con muy pocas intercalaciones de areniscas. Por su composición litológica esta serie arcillosa recuerda a los depósitos de tilitas y arcillas tilíticas de la parte superior de los Estratos de Tarija. Su origen debe buscarse entre estos sedimentos y su coloración similar, muy entremezclada, concuerda con las condiciones que existían durante su deposición. Sobre este espesor de la serie arcillosa aún pueden hallarse unos pocos metros de areniscas blanquecinas, algo calcáreas, finas, idénticas a las descritas para la zona entre Quebrada Tartagal y Vespucio.

Esta serie arcillosa se prolonga hacia el sur por 12 km., aproximadamente, reduciendo su espesor hasta desaparecer, de manera que, en la mitad meridional de Tranquitas (Y.P.F.), el Horizonte calcáreo de Galarza aparece inmediatamente superpuesto a los Estratos de Tarija (parte superior rojiza).

¹ El geólogo G. L. Harrington (S.O.C.), en 1942, sospechó la existencia de una serie redepositada debajo del Horizonte de Galarza, a la que llamó « Vespucio sandstone », separándola de la conocida por « Escarpment sandstone » y que corresponde a nuestros Estratos de Aguaraquí.

En cuanto a la distribución de los Estratos de Tartagal, dentro de la región y excepto Aguaragüe, su conocimiento se limita a las áreas perforadas en los anticlinales de Ramos y San Pedro (ambos S.O.C.) en la Serranía de San Antonio; el Anticlinal de Agua Blanca (S.O.C.) y Bermejo (Y.P.F.B.) en la Serranía del Candado.

Los espesores son sumamente variables. Desde pocos metros hasta aproximadamente 200 m, cifra máxima conocida en el área de Vespucio (Y.P.F.). En la Serranía de San Antonio (entre San Pedro y Ramos S.O.C.) parece ser que llegan a cifras mayores, pero como no se ha podido determinar la inclinación regional en subsuelo, es difícil dar cifras definitivas.

Piso II: Estratos de Candado. — Las sierras del Candado, situadas en territorio boliviano entre los ríos Bermejo y Tarija, dan el nombre de estas capas terciarias que afloran allí con sus caracteres típicos.

Sus afloramientos son numerosos y fácilmente accesibles, pudiendo encontrárselos en toda la Región de Tartagal. En el N. de la misma se encuentran en los anticlinales presentando fuertes inclinaciones, y rodeando, en esas estructuras, a los núcleos erosionados de las mismas. Hacia el S. cubren totalmente las serranías, conformando, con sus bancos arenosos duros, las crestas de las mismas en típicos paisajes de esta formación.

Sus capas forman una sucesión monótona de areniscas, arcillas y margas, incluyendo también algunos delgados bancos calcáreos conglomerádicos, uno de los cuales, como ya veremos, tiene gran importancia como conglomerado de base.

Las areniscas constituyen la mayor proporción del espesor total. Son rojizas, castaño claras, pardas, amarillentas y blanquecinas, de grano preferentemente mediano, aunque los tamaños « fino » y « semigrueso » se hallan con frecuencia. Se nota la existencia de una selección en el tamaño como consecuencia del escalonamiento del acarreo fluvial; de tal manera hay un tipo homogéneo para cada banco. Por otra parte, el arrastre ha pulido las aristas de los granos, conduciendo a un predominio de formas redondeadas.

Las arcillas aparecen en capas, intercaladas entre los bancos arenosos. Son casi siempre de color castaño cuando están en bancos o capas de cierto espesor, poseyendo entonces cierta dureza y fracturación concoidea. Contienen yeso fibroso, mica en laminillas pequeñísimas y unos pocos granos de arena.

Cuando se presentan intercaladas entre bancos arenosos, en forma de delgadas capas, su color es verdoso oscuro y azulado, de textura subequistosa y poseen algo de plasticidad.

Las margas son muy similares a las arcillas descriptas en primer tér-

mino, de las que se diferencian por la presencia de elementos calcáreos y por su ubicación preferentemente en el tercio inferior.

La base de toda esta formación está indicada por un conglomerado espeso, denominado indistintamente Conglomerado de Galarza, Calcáreo de Galarza u Horizonte de Galarza. Al sur de San Pedro y norte de Ramos (ambos de S.O.C.) al faltar el Horizonte de Galarza, la base de los Estratos de Candado está dada por la serie indiferenciable de los Estratos de Tartagal.

El nombre de Galarza ha sido tomado de la quebrada homónima en las cercanías de Vespucio (Y.P.F.) A menudo se lo ha considerado como una formación independiente debido a su importancia como horizonte guía; pero como ya veremos, por su origen se hace necesario considerarlo estrechamente relacionado a los Estratos de Candado.

Aunque en su área de distribución este conglomerado presenta variaciones horizontales, está constituido generalmente por bancos conglomerádicos formados por elementos de « chert » o pedernal, de tamaño que varía de acuerdo con la distancia al lugar de su procedencia. Los hay de 15 ó 20 cm, aproximadamente, hasta de tamaños bastante pequeños; son menos frecuentes los rodaditos de margas y arcillas verdes y castañas (*clay-balls*); ocasionalmente aparecen trocitos de cuarcitas azuladas y pardas. Todos estos elementos se hallan unidos por una masa compuesta por arena y calcáreo, que forma una mezcla tenaz, que va desde la arenisca calcárea a la caliza arenosa. Es notable la esfericidad casi perfecta de estos granos de cuarzo.

Hacia arriba el Horizonte de Galarza se asocia a los Estratos de Candado por medio del pasaje paulatino de sus areniscas, que pasan a éstos, con pérdida progresiva de los elementos calcáreos.

Fuera del Horizonte de Galarza, hacia arriba, es posible hallar otros horizontes calcáreo-conglomerádicos de corta extensión y escaso espesor, intercalados a diversos niveles del tercio inferior de los Estratos de Candado. Su presencia ha sido comprobada en el anticlinal de San Pedro, en especial en el flanco W. cerca de la cabecera N.

Piso III: Estratos del Chaco. — Sobre las Areniscas de Candado se asienta en concordancia una espesísima serie de areniscas, arcillas, margas y tobas cuyo espesor total no ha podido ser determinado aún con exactitud. Existen discrepancias de tal magnitud que llevan a asignarles a estos estratos espesores que difieren en varios miles de metros. Las cifras mayores llegan a 10.000 m, mientras que las más modestas sólo a algo más de 4000 m (13, 10). Tales diferencias son explicables por varias razones. En primer término, la casi absoluta semejanza de todas las capas que los componen, impiden determinar las repeticiones o ausencias de series enteras. Además casi nunca pueden hallarse estos

estratos en toda su extensión, para efectuar una medición que pudiera dar una idea aproximada. Solamente en el oeste del anticlinal de Ramos, en la Sierra de San Antonio, se conocen como presentes el techo y la base de los Estratos de Chaco. Pero el espesor está sumamente alterado y en medida desconocida por un sistema imbricado de fallas.

Las perforaciones no han aportado tampoco datos que puedan dar una solución, puesto que si bien han alcanzado la base, siempre han comenzado a un nivel stratigráfico de altura no conocida con exactitud.

A todo esto se agrega otro hecho que si bien influye en escasa medida, debe también tenerse en cuenta. Como los Estratos de Candado pasan hacia arriba y en forma paulatina a convertirse en la formación a que nos referimos, no hay un límite preciso que se utilice siempre como base de los Estratos de Chaco. La elección de una capa determinada que sirva como base, se realiza en forma arbitraria. La formación de referencia cubre toda la región de Tartagal y aparece hacia el sur de la misma, formando la cresta de los cerros; estructuralmente constituye las cabeceras y charnelas de los anticlinales, desapareciendo sus depósitos debajo de los sedimentos modernos. En el borde sur de la región, por ejemplo en la estructura de río Pescado, estos depósitos terciarios son los únicos que la integran, como lo demuestran las perforaciones efectuadas por Y.P.F. Un caso similar es el de las Lomadas de Campo Durán en el borde oriental extraserrano.

Hacia el norte los afloramientos rodean a los anticlinales y son notables especialmente en el oeste de las serranías donde forman las extensas alas de las estructuras. Al este de las mismas, sus capas desaparecen por acción tectónica o debajo de sedimentos modernos.

A pesar de su enorme potencia, forman una sucesión monótona. Predominan las areniscas de colores castaño-claros, rojizos, rojo ladrillo, y a veces amarillentos. Son de grano sumamente fino y parejo y los une un cemento totalmente arcilloso que les da una débil cohesión, formando bancos flojos, fácilmente desintegrables. En realidad, esta arcilla constituye, con la arena, toda una escala donde los extremos son arcillas puras y areniscas con escasa arcilla.

Las areniscas forman bancos de hasta 2 m de espesor, separados entre sí por capas de arcilla de color castaño o rojizas claras; son a menudo plásticas y a veces duras, en especial cuando contienen elementos calcáreos.

Otras veces estas arcillas forman bancos de cierto espesor. En la Sierra de San Antonio (11, Perfil analítico, Nivel n° 20), se ha medido un banco de 27 m de espesor.

Contienen siempre mica en partículas sumamente pequeñas y abunda también el yeso fibroso (11, Niveles varios del Perfil analítico).

Las margas aparecen con menos frecuencia, y en espesores reducidos. Son de colores similares a los de la arcilla, y contienen también laminillas micáceas. Son más comunes en el tercio inferior de los Estratos de Chaco.

Cerca del techo de esta formación hay bancos conglomerádicos formados por rodados de origen sedimentario, provenientes de las areniscas duras de los Estratos de Aguaragüe y Mandiyuti. También contienen rodados arcillosos duros y trocitos de rocas cristalinas provenientes de los depósitos sub-yacentes. Todos ellos no sobrepasan los 10 cm de diámetro. La monotonía de colores y formas litológicas es interrumpida por capitas de tobas grises y bancos de tobas blancas que se distribuyen únicamente en los dos tercios superiores.

Las primeras, de color gris, son andesíticas y contienen gran cantidad de biotita; presentan un principio de vitrificación que les imprime gran dureza. Se separan en lajitas de hasta 2 cm de espesor. Las capas alcanzan a 70 centímetros de espesor.

Las tobas blancas son de escasa consistencia, también biotíticas. Alcanzan espesores mayores que las anteriores, llegando a tener 4 ó 5 m. En el flanco oriental del anticlinal de San Pedro, en el curso superior del río Seco, se las puede ver y estudiar cómodamente.

La distribución de estos materiales piroclásticos ha servido al ingeniero J. Zunino como base para la división de los Estratos de Chaco.

De los 4000 m que le asigna a los mismos, descarta para los 600 m que comprende el tercio inferior, la presencia de tobas ya sean blancas o grises. En la sección media (1800 m aproximadamente) ubica la mayor parte de las tobas grises, y en la parte superior, de más o menos 2600 m, coloca los bancos tobáceos de color blanco.

Aunque la clasificación dada no menciona tobas para la sección inferior, son varios los hallazgos hechos en la misma, de capitas delgadas muy duras, grises oscuras, formando bancos que van de 0,70 a 2 m de espesor. Su textura parece indicar una sedimentación en aguas continentales no torrentosas.

Rodados Jujeños. — En la Región de Tartagal, lo que se acepta generalmente como Rodados Jujeños, son depósitos bastante distintos de aquéllos de desarrollo típico. Se hallan representados solamente en las Lomadas de Campo Durán, en el curso del río Itiyuro. Bonarelli (3, 80) los menciona como existentes en Lapachal, ya en territorio boliviano, directamente al norte de Campo Durán. Ahlfeld (1, 79) refiere que en el sinclinal de Tariquia, al norte de Balapuca, en la margen izquierda del río Bermejo, en Bolivia, existen bancos de estos rodados formando crestas escarpadas y con un espesor que alcanza a los 1000 metros.

En Campo Durán son areniscas arcillosas y areniscas conglomerádicas, pardas, rojizo-claras y castaño-claras. Existen, además, capas de conglomerados de colores semejantes, con componentes de hasta 15 cm de diámetro.

Serie estratigráfica de la Región de Tartagal

Período	Piso	Formación
Cuaternario (Pleist.)		Rodados Jujeños
Terciario	III	Estratos de Chaco
	II	Estratos de Candado (Horizonte de Galarza)
	I	Estratos de Tartagal
Cretácico		Discordancia post-daniana
		Estratos de Vitiaqua (Areniscas calcáreas)
Jurásico		Hiato
Triásico		Pequeña discordancia
	V	Estratos de Mandiyuti
Pérmico		Discordancia
	IV	Estratos de San Telmo
	III	Estratos de Aguaragüe
		Discordancia interpérmica
	II I	Estratos de Tarija Estratos de Tupambi
Carbonífero		Hiato
Devónico		Discordancia
		Serie de Huamapampa

No sabemos hasta qué punto estas capas pueden relacionarse con los Rodados Jujeños en sus áreas de gran desarrollo. Los de Campo Durán aparecen muy alejados y desconectados de aquéllos y con una potencia comparativamente muy reducida. Por otra parte, allí no se presentan claramente a la observación las condiciones de asiento de estos estratos sobre los de Chaco. En efecto, en la zona, éstos aparecen casi horizontales, disposición que se repite para las capas de conglomerados de los Rodados Jujeños. Por tal razón no se debe descartar la posibilidad de que éstos no sean nada más que una facies cercana de la destrucción erosiva de las serranías situadas inmediatamente al oeste. Esto se puede resolver, determinando mediante un estudio petrográfico la constitución de los componentes gruesos de las areniscas conglomerádicas y de los conglomerados, y establecer, de esta manera, su procedencia.

LOS GRANDES CICLOS SEDIMENTARIOS Y TECTÓNICOS

El Ciclo Devónico. — El ciclo sedimentario más antiguo conocido en la región, ha sido referido a la época devónica. Son desconocidos en la zona, tanto el basamento cristalino como los depósitos del Paleozoico inferior, cuya presencia ha sido señalada por muchos autores, más al sur y al sudoeste, en las provincias de Salta y Jujuy.

En la Región de Tartagal los sedimentos atribuidos al Devónico se conocen por la información obtenida de las numerosas perforaciones que lo han alcanzado, con excepción de los afloramientos en territorio de Bolivia, ubicados a 45 km, aproximadamente al sur del Paralelo 22°, entre los ríos Bermejo y Tarija, en donde el Devónico forma el núcleo denudado de uno de los anticlinales que, en sucesión longitudinal, forman la Serranía de Balapuca (1, Mapa Geológico).

En profundidad y en largas fajas, estos depósitos acumulados ocupan los núcleos anticlinales, los cuales fueron complicados por fallas de corrimiento que, como veremos más adelante, alteraron en sumo grado la disposición de sus capas (fig. 4).

Como las estructuras siguen las líneas morfológicas de las serranías, aquellas fajas se extienden a lo largo de cientos de kilómetros. Cubiertos totalmente en la Región de Tartagal, los depósitos devónicos aparecen aflorando mucho más al norte con la disposición alterada que ya se mencionó. En el « angosto » del Río Pilcomayo, en la Sierra de Aguarañe (Bolivia), pueden observarse fracturas y estructuras de plegamiento secundario (pliegues disarmónicos) que la figura 7 representa como ejemplo típico de las condiciones estructurales de las capas devónicas que ocupan los núcleos de estos anticlinales.

Circunscribiéndonos a la Región de Tartagal, el llamado Devónico

está integrado por los tres tipos de sedimentos ya descriptos al tratar su litología en el capítulo anterior. Aquí se puede establecer, de un modo general y como punto de partida para el conocimiento de la distribución de los depósitos devónicos del área, lo siguiente :

1. Cada tipo de sedimento es exclusivo de una determinada área, ya que, por profunda que haya sido su penetración, aún no se han hallado de esos tipos de sedimentos en los sondeos.

2. Cada tipo de sedimento ha sido reconocido en una determinada área.

3. Puede interpretarse por lo dicho y ateniéndonos siempre a la información disponible, que la distribución de los depósitos devónicos se circunscribe a tres áreas.

4. Tal distribución no indicaría distinta edad para estos depósitos, sino más bien, repetidos cambios de facies.

5. La coloración de los sedimentos del tipo c), localizados en el área meridional, puede guardar relación con las especiales condiciones de consolidación de sedimentos mezclados con materia orgánica, en donde la variabilidad en su proporción pudo afectar la mayor o menor reducción de los óxidos (colorantes).

De las conclusiones basadas en la comparación litológica entre los depósitos devónicos de la Región de Tartagal y sus homólogos, los niveles más antiguos del Devónico del sudeste boliviano, surge la evidencia de una contemporaneidad tan sólo discutible por la ausencia absoluta de elementos fósiles en la primera. Si aceptáramos tal contemporaneidad nos hallaríamos en presencia de una ininterrumpida cuenca de sedimentación que abarcaría la zona subandina boliviana y argentina, hasta aproximadamente el paralelo de Orán.

En el perfil de la Región de Tartagal faltan más o menos las dos terceras partes del Devónico conocido en Bolivia, de manera que la correlación entre ambos sólo puede hacerse con sus niveles más inferiores. Si el nivel inferior conocido en el sudeste de Bolivia corresponde a la parte inferior de la formación « Los Monos » (parte inferior del Eodevónico ?), llamada « Serie de Huamapampa », lógico resulta suponer que el Devónico de Tartagal puede homologarse a dicha serie.

Las mencionadas dos terceras partes ausentes en Tartagal corresponden a toda la formación « Iquiri » (parte superior del Eodevónico ?), y a la parte superior de la formación « Los Monos » o « Serie de Icla ».

Un dato interesante mencionado por Ahlfeld (1, 60), lo constituye su hallazgo de numerosos ejemplares de *Bothodendron* (o más probablemente *Cyclostigma*), en el núcleo devónico que aflora en el anticlinal de Balapuca (Río Bermejo), certificando así la primera mención de restos vegetales fósiles ya hecho por Berry. Es de hacer notar que Ahlfeld no

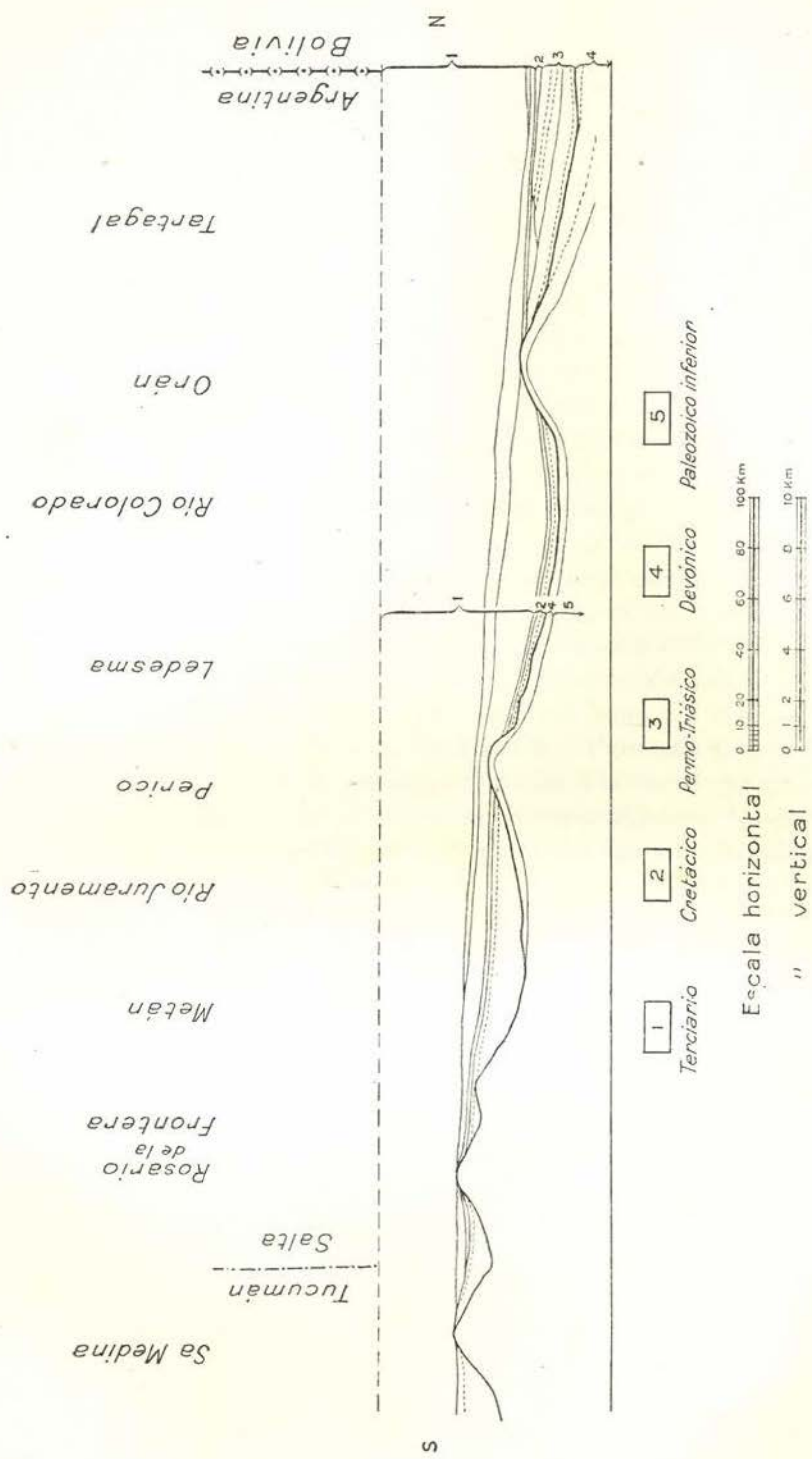


Fig. 4. — Esquema mostrando la ubicación de las «Cubetas subandinas» y su estratigrafía.

hace mención del tipo de roca que contienen dichos restos, ni tampoco hace referencia a su edad.

Creemos importante consignar que la edad más antigua que se le puede asignar a *Bothodendron* (o *Cyclostigma*) es Devónico superior; por tal razón, los sedimentos que los contienen deben considerarse superpuestos al referido Devónico inferior (formaciones «Iquiri» y «Los Monos») como depósitos de un ciclo posterior. Como por otra parte, Ahlfeld mismo cita (1, 61) la presencia de depósitos devónicos más modernos hacia el oeste, siempre en el Devónico Subandino, suponemos con ello una marcada erosión, cuyos efectos acentuados hacia oriente y sur, habrían suprimido las capas con *Bothodendron*. De esta manera se puede deducir la existencia de un ciclo erosivo posterior a la deposición de las capas con *Bothodendron*, cuya edad deberá referirse, como más antigua, al Carbonífero inferior, ya que tales fósiles alcanzan ese período.

A estos argumentos debe agregarse otro descubrimiento significativo, también citado por Ahlfeld (1, 60), como lo es la determinación de Gotham sobre un fragmento de tronco hallado por H. Block en la «angostura del Río Pilcomayo, aguas arriba de Villamontes (Bolivia). Lo clasificó como *Pseudodendron*, cuya edad puede referirse a Devónico superior o Carbonífero inferior.

Estos hallazgos complican el problema sobre la edad de los llamados estratos devónicos en las Sierras Subandinas, los cuales no deben ser confinados únicamente al Devónico inferior, y tal vez parte del Devónico medio, según las determinaciones fosilíferas conocidas (D'Orbigny, Bonarelli y otros), descartándose así el valor cronológico de las Licopodiales citadas.

De esta manera, el estado de la cuestión es el siguiente: a los estratos del ya comprobado Devónico inferior se superpondrían, inmediatamente o no, los que al oeste contienen los fósiles vegetales citados. La edad de estas capas fosilíferas debe referirse con toda probabilidad al Devónico superior (o al Carbonífero inferior?). Si fuera comprobada esta última edad, sería ésta la primera mención del Carbonífero inferior en el sur de las Sierras Subandinas.

Para adelantar en el conocimiento de este asunto, será necesario realizar búsquedas minuciosas en los afloramientos de interés, completando la determinación de los fósiles con perfiles detallados y sus correspondientes descripciones litológicas.

Es necesario tener en cuenta el ensayo paleogeográfico de Bonarelli para el Devónico inferior y medio, con el fin de orientar el concepto del desarrollo y las relaciones del Devónico de la Región de Tartagal, como integrante de la cuenca devónica subandina (3, lám. VII).

El área positiva de las Sierras Pampeanas fué extendida, según la

interpretación de Bonarelli, hasta aproximadamente el paralelo 19°30', formando una antigua dorsal integrada por depósitos del Paleozoico inferior con base precámbrica. Regionalmente, esta antigua dorsal sirvió de límite occidental a toda manifestación marina durante el Paleozoico medio y superior. En lo que respecta a las Sierras Subandinas, este límite puede ubicarse geográficamente en la actual posición del sistema que forman las Sierras de Tilcara, Zenta, Santa Victoria y Cinti, al poniente de las cuales ya en el sistema Subandino, las serranías de Lumbrera, San Antonio, Gallo, Zapla, Calilegua, San Andrés y Las Conchas, penetran en el área que alcanzó en su transgresión el mar devónico.

El núcleo de la antigua dorsal citada está integrado por filitas, cuarcitas y pizarras arenosas del Precámbrico, sobre las cuales se asientan cuarcitas rosadas con *Scolithus* del Cámbrico.

La serie sedimentaria se completa con los depósitos del Paleozoico Inferior, referidos al Ordovícico, por su fauna de Trilobites y Braquiópodos; también se halla el Horizonte Glacial de Zapla (Gotlándico?) coronados por los depósitos del Devónico Inferior con su fauna de *Leptocelia*, *Homalonotus* y *Spirifer antarcticus* (Fauna de Icla) referidos al Devónico Inferior austral.

Ésta es, en líneas generales, la serie estratigráfica que forma el núcleo de los plegamientos principales en las Sierras Subandinas.

Como la índole del presente trabajo no está relacionada con la solución de los problemas todavía oscuros, referentes a las relaciones entre el Devónico y la base del Gondwana Inferior en el N. Argentino, serán necesarios estudios completos en la zona occidental de las Sierras Subandinas, al N. del paralelo de Orán, y entre las sierras de Zenta y Santa Victoria y el Río Bermejo. Es aquí donde posiblemente se hallarán los fundamentos que faltan para establecer las citadas relaciones que, actualmente, sin información publicada no puede intentarse.

EL CICLO PERMO TRIÁSICO

Sobre los depósitos devónicos descansa discordantemente un complejo sedimentario de aproximadamente 2000 m de espesor, con características similares a aquellos que componen los Estratos de Gondwana, de amplia difusión en el hemisferio Sur.

Como rasgo fundamental, los sedimentos de este ciclo se caracterizan por su origen marino-glacial, sobre todo los Estratos de Tarija y de Tupambi, sin que falten depósitos fluvio-glaciales de alcance local (lentes areniscosos y conglomerados glaciales).

También depósitos de este mismo origen, pero ya con una amplitud

mucho mayor en su distribución vertical, predominan en la sección superior correspondiente a los Estratos de Aguaragüe, San Telmo y Mandiyuti, llamado Gondwana Superior.

Como límite meridional de los sedimentos permotriásicos puede considerarse el geográfico que marca el paralelo de Orán. La información disponible que certifica la falta de sedimentos glaciales al S de este límite, la ha dado el pozo Río Seco n° 2 de YPF., que solamente cruzó unos pocos metros de rocas similares a las tilitas del Tarija.

Entonces, atendiendo al origen, el complejo glacial ha quedado dividido en dos secciones separadas por una discordancia que, como se explicará, es indicativa y sirve como referencia para la discusión de los problemas cronológicos.

	Estratos de Mandiyuti	Triásico
	Discordancia	
Gondwana Superior	Estratos de San Telmo Estratos de Aguaragüe	Pérmico
	Discordancia Interpérmica	
Gondwana Inferior	Estratos de Tarija Estratos de Tupambi	

Los sedimentos glaciales se hallan representados por uno o más de los miembros del complejo, dentro de la zona que hemos definido como Región de Tartagal.

Hacia Oriente y tomando como base la información múltiple de las áreas perforadas en la serranía de Aguaragüe, aún conserva el complejo espesores superiores a 1.200 metros, cifra que se reduce notablemente desde allí hacia el este. En la región de Santa Rosa, situada en territorio paraguayo, a unos 150 km al este del yacimiento de Sanandita (Bolivia) (61°45' longitud W ; 21°45' latitud S), la perforación efectuada ha demostrado la falta total de sedimentos glaciales, certificando así la reducción aludida y aportando un valioso dato para la determinación de su límite oriental.

Fuera de la Región de Tartagal, a la altura de Sanandita (Bolivia), el límite septentrional de estos sedimentos glaciales aparece impreciso por su reemplazo lateral, aunque visible en las quebradas. De Sanandita al norte, al cambiar las características litológicas típicas, los Estratos de Gondwana han sido llamados por otros nombres que no mencionaremos, por ser esta nomenclatura distintiva para un área fuera de nuestra región y además para no complicar el esquema estratigráfico propio de Tartagal y sus alrededores. Solamente se intentará una correlación de esta zona boliviana con los nombres aplicados al norte y al sur del paralelo de Orán.

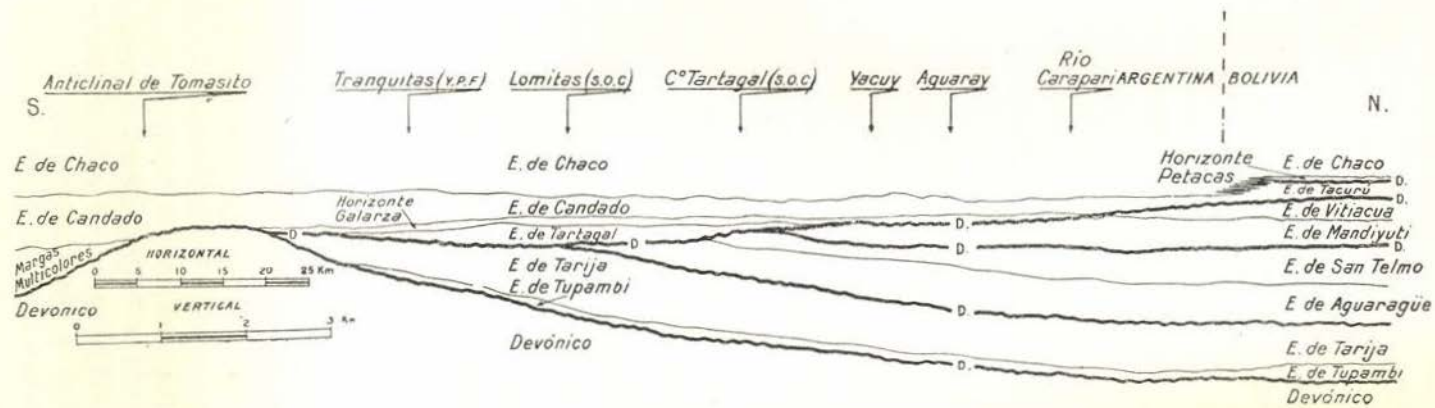


Fig. 5. — Corte longitudinal esquemático de la Sierra de Aguaragüe

Debemos añadir, además, que al norte de Sanandita los cambios litológicos son fundamentales, por lo que es difícil reconocer los caracteres glaciales de estos depósitos, ya que las verdaderas tilitas aparecen con potencia reducida, desestimable para una correlación con el Gondwana Inferior de Tartagal.

Por el oeste los miembros del complejo permotriásico son conocidos en afloramientos, ya en las primeras estribaciones subandinas. Tanto en Bolivia como en la Argentina, en la zona del Alto Bermejo, estos depósitos constituyen la cubierta de los depósitos paleozoicos más antiguos que hacia el oeste integran la Cordillera de Ñauparuma y el Cóndor del Sistema Preandino. Ambos sistemas, Preandino y Subandino, según Ahlfeld (1, mapa geológico) quedarían separados por un extendido sistema de dislocaciones de rumbo meridional, cuyos efectos considerables adquieren carácter regional.

Ya hemos mencionado los ambientes que rigieron la posición de las dos secciones en que se divide el Gondwana. El ambiente marino-glacial, propio de la sección inferior, fué propicio para una sedimentación ininterrumpida que abarcó una área extensa de la actual franja subandina.

Las diferenciaciones en sentido horizontal, hacen pensar en diversas condiciones batimétricas de mar playo, sedimentados a distinta distancia de la costa y al aporte de materiales de diferentes características.

Por el contrario, en la sección superior, las irregularidades constituyen el matiz predominante que caracterizó la deposición de sus capas. Han ejercido influencia decisiva los cambios alternantes del ambiente paleogeográfico, que se traducen en sucesiones de areniscas, tilitas, arcillas y conglomerados, materiales todos que no presentan límites verticales determinantes, capaces de reconocerse a través de varios perfiles. Sin embargo, la presencia de tilitas en perfecta disposición con los otros materiales, hace pensar que los cambios no obedecen precisamente a deposiciones efectuadas durante intervalos distintos. Por otra parte, donde los conglomerados considerados verticalmente ocupan horizontes más generalizados en la Región de Tartagal, si bien suponen niveles de erosión, no es posible diferenciar allí ningún plano discordante, dejando sólo al criterio interpretativo el término «denudación» y su adopción como aporte conjeturable para el esquema cronológico.

Volviendo a la sección inferior, los sedimentos netamente glaciales no comienzan precisamente en la base del complejo. No hay indicios de origen glacial en los materiales que integran los Estratos de Tupambi. A lo sumo puede hablarse de una sedimentación marina, en aguas poco profundas, tomando como base la homogeneidad característica de los bancos de areniscas y la presencia de pequeños espejos en las capitas delgadas de arcilla, producidos con toda probabilidad por deslizamientos submarinos.

Sin embargo, por las características de los granos que componen las areniscas ya descritas al tratar la litología, puede deducirse que han sufrido un prolongado transporte, el cual les impuso la forma propia del acarreo fluvial. Así se explica que las areniscas de la Formación Tupambi, con característica deposición marina, aparezcan integradas por elementos que muestran el desgaste producido por el acarreo mencionado.

Tanto en la Argentina como en el sur de Bolivia, no han sido hallados restos fósiles, ni siquiera vestigios orgánicos, dentro del espesor de los Estratos de Tupambi. No existe, en verdad, razón alguna que explique esta esterilidad en forma convincente. Se comprende que, por lo menos, la vida en un mar semihelado se haya visto restringida en su desarrollo, pero es difícil suponer un ambiente marino que impida toda manifestación orgánica. Tal es el caso de los Estratos de Tupambi y de la casi totalidad de los miembros que integran el complejo permo-triásico, excepción hecha de algunos niveles de los Estratos de Aguaragüe y de ciertos niveles de tilitas, a los cuales nos referiremos más adelante.

De todas maneras, durante este lapso de un ambiente marino con clima frío hacia donde llegaban los detritus arrastrados por las aguas continentales, se efectuó el pasaje a otro ambiente, también marino, que se heló al recibir las masas de hielo continentales provenientes de las calotas glaciales.

En estas condiciones se depositaron los detritos glaciales de los Estratos de Tarija.

Con respecto a las relaciones entre los Estratos de Tupambi y Tarija, nada podemos adelantar que surja de nuestras observaciones, pues aún no se ha hallado entre ellos indicio alguno de interrupción en la sedimentación. Tan sólo puede diluirse la hegemonía de las arcillas negras (« Horizonte de T-2 »), apareciendo entonces estas últimas con intercalaciones de areniscas y arcillas arenosas del grupo inferior, o con un espesor definido de areniscas verdoso claras, muy finas y duras, con fracturación astillosa, cubiertas por espesores compactos de tilitas de los Estratos de Tarija. Para fines prácticos, siempre se tiene en cuenta la presencia de arcillas negras en la delimitación del « Horizonte de T-2 » de la base de los Estratos de Tarija. Además, en las tilitas, es difícil o casi imposible identificar la estratificación, tan marcada en el « Horizonte de T-2 » y Estratos de Tupambi, razón por la cual las relaciones siempre se presentan confusas. Podría existir allí, entonces, una concordancia o a lo sumo una pseudoconcordancia.

El problema de las relaciones verticales en esta sección inferior del Gondwana puede ser encarado de otra manera, si tomamos en cuenta la calidad del material, su posible origen y las condiciones y modo de la sedimentación.

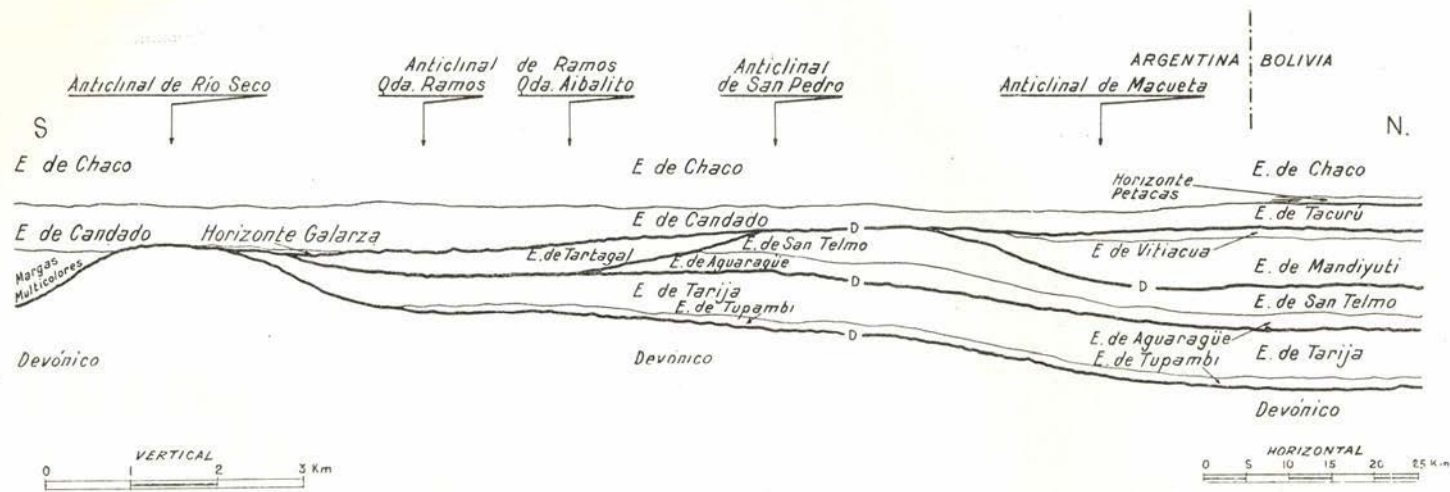


Fig. 6. — Corte longitudinal esquemático de la Sierra de San Antonio

Así, previamente a los Estratos de Tupambi, se depositaron arcillas negras y «siltstones» («Horizonte de T-3»), muy similares a las correspondientes al «Horizonte de T-2», al repetirse probablemente las mismas condiciones y mecanismo de la deposición. En ambos horizontes, estos materiales corresponden al material fino, arrastrado y desmenuzado por las aguas continentales, llegando a depositarse, en el caso del «Horizonte de T-3», con anterioridad y comparativamente con mucho menos espesor, que aquellos que integran el miembro principal. Los materiales más gruesos, areniscas y conglomerados, cuando existen situados más arriba, constituyen el mayor espesor de dicho miembro principal.

En el caso de las arcillas del «Horizonte de T-2», el mecanismo fué idéntico, pero el agente de transporte, torrenteras y vías de agua, tuvieron su origen en la superficie de los glaciales y fueron transportados más rápidamente; de ahí que su deposición se efectuara con anterioridad a la de las tilitas.

Planteado así el problema, las relaciones en esta sección inferior pueden definirse por medio de una discordancia de erosión entre el Devónico y el «Horizonte de T-3» (basal de los Estratos de Tupambi), y una pseudoconcordancia entre los Estratos de Tupambi y Estratos de Tarija. Por otra parte, el «Horizonte de T-2» y los Estratos de Tarija no presentan otra diferencia que la emanada del mecanismo de transporte y depositados en diferentes etapas; pero ambas muestran materiales de idéntico origen y presentando una consolidación estrechamente relacionada. Por tales razones, hemos considerado como horizontes basales de los Estratos de Tupambi y Tarija a los llamados «Horizontes de T-3 y T-2», respectivamente. Cualquiera de ellos puede faltar, no por erosión posterior, sino porque no han llegado a depositarse a causa de la irregularidad propia del mecanismo de la sedimentación.

Ya hemos mencionado el origen glacial de los depósitos de la formación Tarija. Corresponden a los detritos desmenuzados (arcillas), resquebrajados (arenas y gravas) y alisados (tilita morrénica) que a veces presentan caras alisadas y estriadas paralelamente (fig. 2).

Es particularmente notable que en la mezcla caótica de tales detritos aparezcan lentes areniscosos de tamaño variable, cuya formación deben al lavado y selección del mismo material de las tilitas efectuado por torrenteras, durante ciertos períodos de escaso aporte de hielo a la cuenca. Tales areniscas constituyen el único material homogéneo del miembro que presenta un principio de estratificación.

Las tilitas que componen el miembro principal deben su origen al arrastre efectuado por los hielos continentales de un glacial tipo «groenlandés» que cubría parte del área estable del macizo de Brasilia. Se acepta que el movimiento de estos glaciales provenientes de la parte

alta del macizo mencionado, estaban dirigidos de este a oeste con cierta tendencia meridional. Debido a esto, es posible hallar actualmente hacia el sur los mayores espesores de tilitas conocidos en la cuenca, en donde con seguridad, existieron las profundidades mayores de la cubeta. Por tal razón, si bien las masas de hielo se dirigían hacia el oeste, los bloques aislados («icebergs») dentro del mar helado, se movían de norte a sur, concentrándose, en este último punto, la deposición de los detritus.

Algunos de los componentes litológicos, tales como el granito rojo que aparece invariablemente hasta en los niveles superiores del complejo (9, 47), atestiguan la procedencia de los sedimentos acarreados que provendrían de los granitos hurónicos del macizo de Brasilia.

En toda la sección inferior faltan fósiles, pero en los Estratos de Tarija es posible hallar regularmente restos orgánicos vegetales, de tamaños pequeños, hasta 2 cm, y algunas concentraciones calcáreas, microscópicas; según la doctora Casanova de Chaudet, aparecen en los bordes de los lentes areniscosos. Estos detritos son los remanentes conservados de fósiles que han sufrido el desmenuzamiento y posterior desintegración, regidos por la acción física y química primordiales del mecanismo de la deposición.

Aunque la edad de esta parte inferior del complejo glacial ha sido aceptada como pérmica (Gondwana inferior), el hallazgo de fósiles especialmente carboníferos en la «Formación Taiguati» boliviana, parecería indicar una edad más antigua.

En la Sierra de Charagua, los geólogos de la Standard Oil de Bolivia designaron como «Formación Taiguati» a una serie de areniscas quebradizas de grano grueso a mediano y de color rojizo con lentejuelas calcáreas. Como ya en esta área faltan los Estratos de Tarija y la «Formación Taiguati» aparece superpuesta a los Estratos de Tupambi, entre los cuales se intercala el «Horizonte de T-2», consideróse, en principio, pero no en una forma concluyente, la existencia de un sincronismo entre «Formación Taiguati» y Estratos de Tarija. Los puntos principales que no concurren a armonizar con el concepto de tal contemporaneidad, quedan explicados si tenemos en cuenta que se trata de sedimentos tan diferentes, depositados en una misma cuenca y por la presencia misma de fósiles marinos en uno de ellos, faltando por completo en el otro.

El cambio de ambiente que debió existir implica de por sí un intervalo más o menos prolongado.

Estas consideraciones inducen a creer que la «Formación Taiguati» ocupa un nivel inferior con respecto a los Estratos de Tarija, cuya edad, de esta manera, no alcanzaría al Carbonífero.

La lista de los fósiles de la «Formación Taiguati», citados por Arigós (2, Apéndice), es la siguiente:

Ptychomphalina, sp.: Subgrupo de la *Pleurotomaria* (Carbonífero); la más común de la colección.

Leioptera, sp.: Devónico y Carbonífero inferior (Mississippian?).

Myalina, sp.: Devónico (Pérmico).

Najadites, sp.: Carbónico (Pérmico ruso).

Sphenotus?, sp.: Devónico y Carbonífero inferior (Mississippian?).

Los restos están mal conservados; son formas de amplia distribución en los mares pérmicos y carboníferos, aunque algunos géneros como *Sphenotus* y *Myalina* han comenzado su desarrollo durante el Devónico. A pesar de que estos fósiles no dicen nada definitivo sobre la edad de la sección inferior, podemos suponer que su sedimentación comenzó en el Carbonífero superior o Pérmico y se prolongó hasta el tercio superior de este último período, interrumpida al levantarse sus sedimentos como consecuencia de los movimientos interpérmicos que los afectaron. Fue consecutivo al levantamiento de los estratos glaciales, una fase erosiva y cambios de ambiente, que Ahlfeld (1, 68) cita para la serie boliviana.

La erosión mencionada dejó al techo de las tilitas como una superficie arrasada. Los espesores variables de la formación inmediatamente suprayacente, Estratos de Aguaragiüe, un conglomerado en la base misma, y el citado cambio climático, evidenciado por las características de los depósitos superiores, son pruebas de la existencia de la citada erosión.

Como se ha visto, los Estratos de Aguaragiüe y los de San Telmo poseen numerosos mantos de tilitas de espesores considerables, en un todo similares o los de la Formación Tarija, y que representan por lo tanto a un ambiente igual; si a este hecho agregamos, a modo de premisa, que hacia arriba los depósitos del ciclo glacial no pasan del Pérmico, debemos concluir que la discordancia de referencia debe ser de edad interpérmica. Serían pérmicos también los Estratos de Aguaragiüe y de San Telmo, no así los de Mandiyuti, donde no se han hallado tilitas.

Ya hemos afirmado que la sedimentación de los Estratos de Mandiyuti recuerda a depósitos que suceden a una fase erosiva. Si bien no se puede comprobar en afloramientos la existencia de un plano de denudación, puede suponerse su presencia en base a medios indirectos. Las condiciones mismas de los depósitos y la correlación con cuadros estratigráficos de regiones afines, indicarían un período de tal carácter. Esta idea permite traer a colación la serie conglomerádica denominada «Conglomerado de Arbolito», que se encuentra solamente en el anticlinal de Macueta, en discordancia con los Estratos de San Telmo, y son correlacionables con la sección inferior de los Estratos de Mandiyuti.

La existencia de esta discordancia y la falta de tilitas en estos estratos, nos han inducido a colocarlas en el Triásico, ubicando a la discordancia como superficie separatriz entre el Pérmico y Triásico.

No obstante, cuando Berry en 1931 estudió unos restos de algas halladas en la Sierra de San Antonio, en el anticlinal de San Pedro (2, 56), los clasificó como *Taeniophycus*, al considerar que se trataba de restos similares a los que halló Schimper en el Lías europeo, en Wurtemberg, Suiza y Alsacia.

En realidad, es difícil aceptar la cronología de Berry, dado que las algas no tienen valor cronológico alguno. Por otra parte, también habría que aceptar una glaciación liásica.

Se advierte en la sección superior del complejo glacial la presencia de sedimentos con características diversas, que representan condiciones de ambiente también distintas. Las tilitas intercaladas entre espesos bancos psammíticos hablan de oscilaciones climáticas de orden secular, cortos períodos glaciales interrumpidos por lapsos más templados con sedimentación en mares playos. Hay además camadas conglomerádicas de origen torrencial, y, en menor cantidad, intercalaciones arcillosas. Estas son las características litológicas propias de los Estratos de Águaragüe (Piso III del Gondwana).

Inclusive hasta los Estratos de San Telmo llegan las tilitas verdaderas, que hacia arriba van alejándose de sus caracteres típicos, pasando a arcillas arenosas menos consolidadas y con un principio de selección que denota una deposición distinta a aquélla de las tilitas verdaderas. Parece existir, en su tercio superior, el límite de la sedimentación propia de los glaciales, de tal manera que, si bien se hallan más arriba materiales semejantes a las tilitas, en todos los casos estas capas deben atribuirse a procesos de redeposición.

Ejemplos de tales interrupciones lo muestran los continuos cambios de sedimentación observados en la parte superior de los Estratos de San Telmo. El ambiente intranquilo en que ocurrió la sedimentación se hace mucho más notable en todo el espesor del miembro superior, o Estratos de Mandiyuti.

Schlagintweit (9, 47) considera que el límite entre Gondwana y « Areniscas Inferiores » debe trazarse provisionalmente hasta donde llegan los granitos rojos; siendo así en nuestro esquema, este límite quedaría definido en el tercio superior de los Estratos de Mandiyuti. Resulta entonces un límite impreciso, porque los estratos citados desaparecen erosionados, hacia el sur, de manera que las « Areniscas Inferiores » quedarían representadas solamente por el tercio superior de los Estratos de Mandiyuti, que en el río Caraparí no pasa de algunas decenas de metros, entre las areniscas calcáreas del Vitiacense y los conglomerados con granito rojo de los Estratos de Mandiyuti.

Según veremos más adelante, aquellas capas de los Estratos de Tartagal que por sus características litológicas pueden confundirse con las « Areniscas Inferiores », no deben considerarse sincrónicas a las corres-

pondientes al tercio superior de los Estratos de Mandiyuti, puesto que si bien en ambos casos fueron producto de una redeposición, los Estratos de Tartagal lo fueron con posterioridad a la sedimentación del Calcáreo de Vitiacua, mientras que el tercio superior de los Estratos de Mandiyuti fué depositado con anterioridad a dicho calcáreo, y su edad es, por lo tanto, pre-vitiacuense.

EL CICLO TERCIARIO

Ya hemos visto que la base del complejo terciario está marcado por una discordancia. Como puede apreciarse en los perfiles longitudinales de las Sierras de San Antonio y Aguaragüe, el Horizonte de Galarza y los Estratos de Tartagal se asientan sobre distintos niveles del complejo permo-triásico. Es muy difícil concordar en un mismo criterio para establecer la finalización de la fase erosiva y el comienzo de la sedimentaria, o en otras palabras, es muy discutida la posición cronológica de los miembros inferiores del complejo terciario.

Sobre este asunto podemos referir un hallazgo hecho por los autores, durante una excursión al Río Caraparí en compañía de uno de los geólogos de la Standard Oil. En las areniscas conglomerádicas con pedernal, aguas arriba del Chorro, situadas en la base de los estratos terciarios, y que tienen incluidos en el pedernal numerosos dientes y huesos, éstos esponjosos y largos (Crocodiloideos?), imposibles de ser extraídos por métodos comunes, se encontró un diente que pudo ser sacado y fué remitido al Museo de La Plata. La determinación hecha por Ángel Cabrera estableció que pertenece a crocodiloideos similares a los del Mesopotamiense, posiblemente a «yacaré». El Mesopotamiense, según Frenguelli, es de edad Mioceno superior-Plioceno inferior.

Éste es el único dato paleontológico que puede aportar la Región de Tartagal a la solución del problema que nos ocupa.

En otros lugares, al sur de Orán, por ejemplo, se han descripto numerosos restos de insectos y peces, como correspondientes al Oligo-Mioceno. Tales fósiles se hallan incluidos en las Margas Multicolores que, por el momento, no pueden correlacionarse con las capas que en el Río Caraparí llevan los Crocodiloideos. Sin embargo, resulta interesante la mención de la determinación de edades similares para ambos hallazgos.

Es de hacer notar aquí que las capas fosilíferas del Caraparí pueden muy bien ser de una edad algo más nueva que la indicada por los fósiles que contiene, ateniéndonos al origen torrencial de su deposición, de sedimentos conocidos como provenientes de una faz activa de destrucción.

En (2, 41) se citan hallazgos de reptiles y huesos de mamíferos dentro

del Horizonte de Galarza, en varias secciones de la Sierra de Aguara-güe. Estos restos fósiles fueron estudiados por C. W. Gilmore, quien en un principio los refirió al Triásico, pero más tarde rectificó su opinión al hallarse huesos de mamíferos terciarios en esos mismos niveles. Todos los restos fósiles hallados hasta hoy en la base del Terciario de la región no poseen valor cronológico. Además están siempre mal conservados, maltratados por el mecanismo de la deposición de los sedimentos que los contienen. Por lo tanto no puede darse una edad definida y nos hallamos en el campo de la conjetura.

Lo cierto es que, con la destrucción del Calcáreo de Vitiacua comienza la sedimentación del complejo terciario de la zona.

Al comenzar el ciclo erosivo que marca la iniciación del Terciario, debemos suponer que existía, desde el Río Caraparí hacia el norte, un relieve alto, con el Calcáreo de Vitiacua expuesto al desgaste. Al sur del citado río se encontraban los distintos miembros del complejo permo-triásico, aflorando sucesivamente hacia el área positiva del levantamiento de Orán. Topográficamente existía un suave declive, con pendiente hacia el sur, que culminaba cerca del extremo meridional de las serranías de la Región de Tartagal, en forma de una cubeta de sedimentación de tamaño reducido.

De tal manera, las cabeceras de las formaciones aparecían expuestas a la erosión, de norte a sur, desde el Calcáreo de Vitiacua hasta los Estratos de Tarija.

En las primeras etapas de la denudación, toda la región constituía un área de desgaste; pero se verá que esa misma área desgastada se constituyó, en un corto lapso, en un área de recepción de sedimentos.

Con el Calcáreo y los Pisos del Gondwana hasta la Formación Tarija expuestos, comenzó el ciclo erosivo cuyo producto fué depositándose, tras un acarreo de corto alcance, en áreas inmediatamente al sur de su lugar de origen, en el sentido del declive topográfico.

Como productos depositados en primer término, quedaron sobre cada formación *in situ*, sedimentos que corresponden a esa misma formación o la inmediatamente más nueva, o sea situada más al norte.

Al continuar el período de desgaste, los sedimentos removidos fueron alcanzando áreas más alejadas, llegando hasta la zona de máximo hundimiento que es donde hallamos el mayor espesor de los Estratos de Tartagal (figs. 5-6). Por supuesto, llegaron a esa región más hundida sedimentos provenientes de formaciones que afloraban aún en lugares alejados, y lo hicieron con posterioridad a los que tenían su origen en regiones cercanas. El último en depositarse fué el Horizonte de Galarza. Este hecho, en conexión con la argumentación anterior, nos conduce a la conclusión de que el Vitiacuense nunca se depositó en la Región de Tartagal. Podríamos afirmar que su distribución actual es casi la misma

que la que tuvo antes y durante el referido período erosivo. Si hubiera existido el Calcáreo de Vitiacua entre el paralelo de Orán y el Río Caraparí, debería encontrarse al sur de Orán constituyendo el conglomerado de base al Horizonte de Galarza, que como hemos dicho, proviene de su destrucción.

El citado horizonte calcáreo indica el fin del período de desgaste, corto acarreo y acumulación. Su sedimentación produjo la nivelación de la cuenca. Hacia el noroeste de la Región, al sur de Macueta, y al norte de San Pedro, en la Sierra de San Antonio, los desniveles topográficos locales persistieron, y continuaron provocando por más tiempo desgaste y acumulación. De esta manera, el Calcáreo de Vitiacua de algunas zonas cercanas llegó a proporcionar material para constituir bancos conglomerádicos que se intercalaron entre los sedimentos de facies lejanas (Estratos de Candado).

En la región de Tartagal, el Horizonte de Galarza con su pedernal y calizas arenosas no ocupa siempre la base del complejo terciario, como se lo indica en los perfiles longitudinales (figs. 5-6).

Aparte de los Estratos de Tartagal, con su limitada distribución, la base del complejo de referencia puede estar constituida por la base de los Estratos de Candado. Tal sucede por ejemplo en Ramos y San Pedro, donde falta el horizonte guía de Galarza; pero no sus componentes, los cuales, como se ha dicho, se intercalan en los niveles inferiores de la formación suprayacente, en forma de lentes o intercalaciones delgadas. Tampoco faltan en los niveles bajos de los Estratos de Candado, espesores más o menos determinantes de areniscas calcáreas, que demuestran una estrecha relación con las areniscas calcáreas del Horizonte de Galarza.

Un problema importante que falta resolver es la relación entre las «Margas Multicolores» del sur de Orán y nuestros Estratos de Candado. En los perfiles hemos considerado a éstos como posteriores a las margas citadas, tomando como base las secciones descritas en la bibliografía. Sin embargo, los argumentos necesarios para establecer una relación más estrecha, quizá hasta el sincronismo entre la sección inferior de los Estratos de Candado y las «Margas Multicolores», no han perdido fuerza. Es notable que se hallen capas de margas y arcillas margosas en niveles inferiores de los Estratos de Candado sobre todo al sur del área, en donde los espesores de la formación mencionada pasan los 1.000 metros, y que es también donde más se acerca a la cuenca de Orán donde comienzan las «Margas».

Los Estratos de Candado presentan heteropías solamente en la sección inferior; los bancos que componen el tercio medio y superior son continuos y sin variaciones laterales notables. En el sentido vertical, los cambios son paulatinos, manteniéndose esta condición típica para todo

el complejo terciario suprayacente. Los autores han recorrido zonas con gran desarrollo de las formaciones terciarias y han llegado a la conclusión de que, por lo menos en la Región de Tartagal, el pasaje de uno a otro miembro del complejo de esa edad se realiza insensible y gradualmente.

La Formación Chaco no presenta interés en cuanto a sus relaciones con otros lugares, en razón de su gran distribución y uniformidad lateral. Solamente cambia en los bordes de su área de distribución, cambios que constituyen facies locales. Pero es necesario destacar el significado de las tobas blancas y grises que contiene, por la relación que pueden guardar con la posición cronológica de la formación. Si bien Groeber ha establecido con precisión las distintas fases del diastrofismo terciario, es difícil aplicar estas ideas a depósitos tan monótonos, sin fósiles, y en áreas tan alejadas de las distinguidas por Groeber.

TECTÓNICA

Como resultado de la diversidad de espesores de la cubierta sedimentaria, de los distintos materiales acumulados, tanto en sentido vertical como horizontal, y de la mayor o menor distancia al área estable de Brasilia y al lugar de origen de la fuerza de empuje, los depósitos plegados de las Sierras Subandinas han reaccionado en forma distinta ante el gran diastrofismo terciario. Resultan por eso, aspectos tectónicos cambiantes en sentido meridional. Correlativamente se puede hacer una diferenciación geomorfológica que conduce a la división de la franja subandina en secciones con caracteres propios.

Bonarelli (3, 33) afirma que se trata de un sistema orográfico juvenil, basándose en que aún es apreciable la relación primaria que hay entre la morfología y la estructura. De ahí que sea posible la división mencionada.

La primera de esas secciones, desde el extremo meridional del sistema, Tucumán, hasta el Río Juramento, muestra, según Bonarelli (3, 33) « la superposición de dos estructuras y la estructura sencilla de la serie mesocenozoica... », afirmando que se trata de condiciones peculiares que las diferencian del resto del sistema. Pero es necesario generalizar este concepto para toda la franja subandina. Como se verá, las perforaciones pusieron de manifiesto la existencia de estructuras que alteraron los estratos devónicos en forma de pliegues amplios y suaves (fig. 4), información que Bonarelli aún no poseía. A diferencia del resto del sistema, los sedimentos del sector considerado, que están constituídos por estratos del paleozoico antiguo sobre los que se asientan en discordancia capas del Mesozoico y Terciario, han sido plegados formando anticlinales

cuyas alas tienen suaves pendientes hacia el naciente y sumamente abruptas hacia el oeste. Grandes fallas afectan generalmente los flancos occidentales, como puede verse en las Sierras de Santa Bárbara, Centinela, Maíz Gordo y Zapla.

Siguiendo hacia el norte, los ríos Bermejo y Pilcomayo delimitan al sur y al norte, respectivamente, un nuevo sector morfológico.

Allí los pliegues son más estrechos; se advierte la íntima relación de la estructura con el relieve. Las áreas elevadas corresponden a anticlinales que muestran aflorando capas del complejo glacial, y los valles longitudinales son sinclinales intermontáneos conformados por estratos terciarios y rellenados por sedimentos aluvionales y torrenciales.

Los anticlinales, algunos de ellos minuciosamente estudiados, presen-



Fig. 7. — Aspecto que presentan las areniscas claras del Devónico en la garganta del Río Pilcomayo (Bolivia). Escala aproximada 1 : 100

tan sus flancos occidentales, generalmente extensos, cabalgando sobre los orientales, de posición vertical. Aquéllos se han desplazado a lo largo de planos de corrimiento, por distancias que alcanzan a 1.500-2.000 metros (figs. 8, 9 y 10). Es el tipo de estructura típica de la Región de Tartagal y que más adelante consideraremos en detalle.

Entre el Río Pilcomayo y Santa Cruz de la Sierra asistimos a nuevos cambios, con el acercamiento de las estructuras de plegamiento, como resultado de la proximidad del área de contención. Desaparecen los amplios sinclinales de la Región de Tartagal y son reemplazados por otros, fracturados y estrechos. Se advierte el cambio de dirección en los ejes estructurales. Hasta ahora los mismos tenían rumbos norte-sur, con desviaciones de hasta 10° dentro del cuadrante NE; pero del Río Pilcomayo hacia el norte, la dirección de los mismos se orienta hacia el cuadrante NW, a losados a la curvatura de la Cordillera Oriental de Bolivia. Los anticlinales, fuertemente comprimidos, han sido dislocados

SERRANIA DE SAN ANTONIO

SERRANIA DE AGUARSQUE

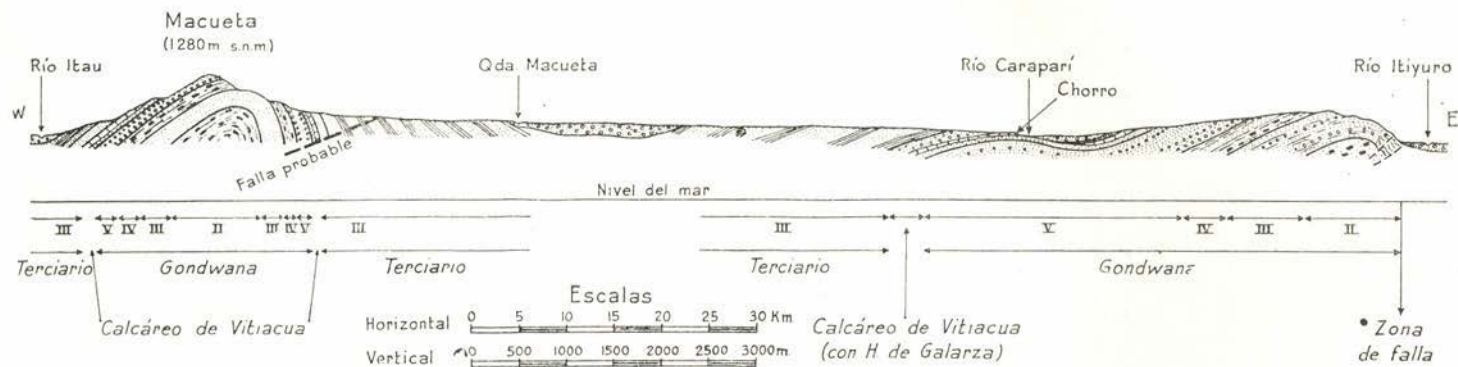


Fig. 8. — Perfil transversal esquemático a la altura del río Carapari-Macueta

por fallas longitudinales casi verticales, de gran rechazo y convergentes hacia la superficie.

La Región de Tartagal, con sus depósitos homogéneos y monótonos, con acuñamientos de formaciones enteras, y además con la escasa información de superficie disponible, es el área donde la tectónica es sumamente difícil de interpretar.

Como es lógico, la intensa búsqueda de petróleo en los anticlinales reveló claramente la estructura de éstos, con las grandes fallas de corrimiento, cuyos planos rara vez afloran, con fallas que llamaremos «de bloque» (ver fig. 9, anticlinal de Tranquitas), y con dislocaciones transversales a los pliegues (ver fig. 11, extremo norte del anticlinal de Ramos).

Se pudieron asimismo extraer datos acerca de las discordancias regionales que no hubieran podido estudiarse tan fácilmente con los asomos superficiales.

De manera pues que el concepto estructural de la región fué evolucionando a medida que las áreas perforadas se extendían; el criterio actual dista mucho de coincidir con la aseveración de Bonarelli, basada por cierto en la insuficiente información de superficie, afirmando que «se trata de plegamientos sencillos en toda la extensión de la palabra» (3, 38).

Los sinclinales, cubiertos completamente por el producto de acarreo de los ríos consecuentes, permanecen desconocidos y alejados de la observación directa.

Ya hemos mencionado que en la región de nuestro interés existen estructuras superpuestas. En efecto, los estratos devónicos alcanzados por los sondeos han permitido interpretar una disposición tectónica primaria. Los efectos del plegamiento terciario, al incidir sobre los depósitos devónicos ya plegados, han marcado una discordancia angular entre éstos y los depósitos del Gondwana inferior.

Es en el anticlinal de Ramos donde más profundo se ha llegado perforando en capas devónicas. Es allí donde hasta ahora ha podido obtenerse la mejor información para llegar a la interpretación aludida.

Los efectos del plegamiento primario que afectó al Devónico repercutieron en sentido meridional, formando varios relieves, algunos más acentuados, que limitaron cubetas de bastante amplitud, como aquella en la que se depositaron los sedimentos glaciales del Gondwana, y que abarcó desde el Río Pilcomayo hasta el paralelo de Orán. En el perfil longitudinal de la figura 4, puede apreciarse la cubeta mencionada y la relación existente entre el ciclo sedimentario de edad permo-triásica y el subsiguiente, de edad terciaria, faltando el primero de ellos al sur de Río Seco (Y. P. F.), donde el Terciario se apoya discordantemente sobre el Devónico.

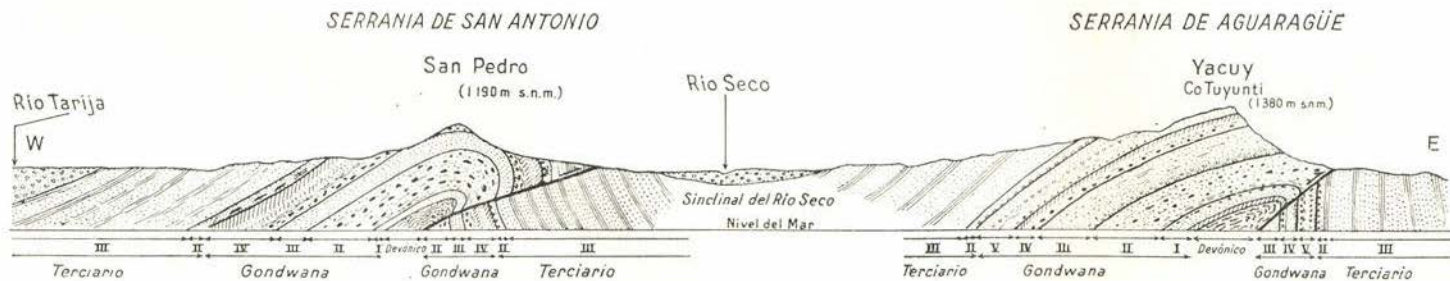
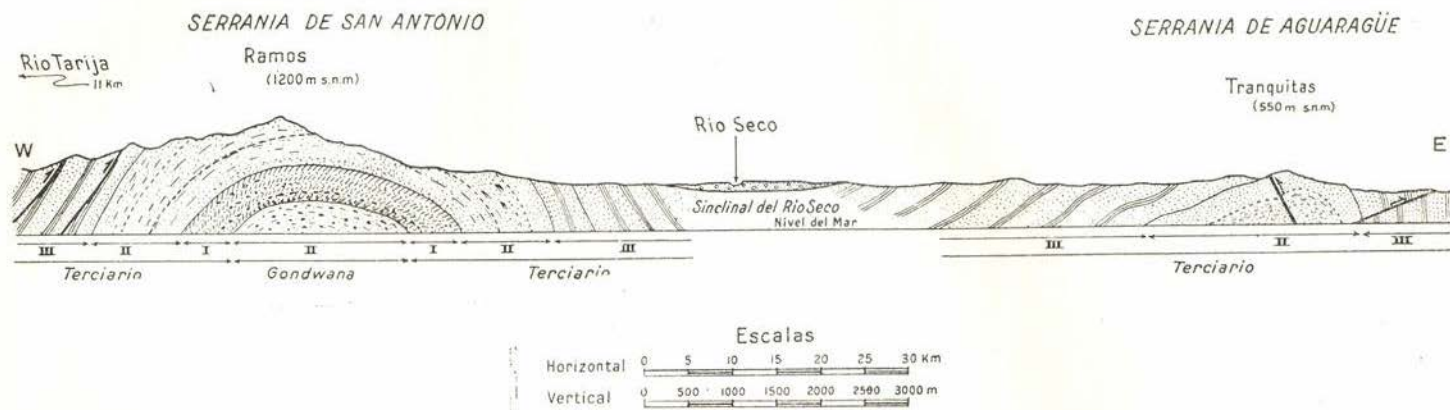


Fig. 9. — Perfil transversal esquemático en las Sierras de San Antonio y Aguara Güe, a la altura de San Pedro-Yacuy y Ramos-Tranquitas

Ya hemos bosquejado en qué forma quedó el relieve de la cubeta antes de la deposición de los glaciales. Es de hacer notar también que, como no se conocen depósitos glaciales al sur de Orán, debió existir una barrera que limitó el alcance de tal deposición hasta ese límite.

Ahora bien, dicha barrera ejerció las veces de tal, no sólo durante la deposición de los glaciales, sino también de todos los sedimentos asociados, es decir, persistió como relieve positivo hasta después de la sedimentación de todo el complejo de Gondwana. Más aún, es muy posible que durante el período en el cual avanzó el mar playo que depositó al Calcáreo de Vitiacua, el levantamiento de Orán aún persistía como relieve positivo. Recién los depósitos terciarios, y con posterioridad a la sedimentación de las «Margas Multicolores», que faltan al norte de Orán, han llegado a cubrir completamente el relieve, sin solución de continuidad, a ambos lados del paralelo que pasa por la ciudad de Orán.

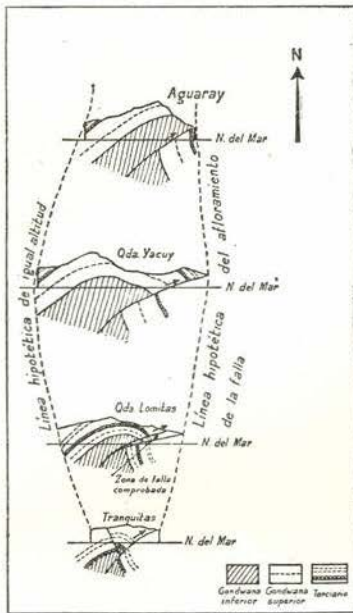


Fig. 10. — Esquema de la estructura en cuatro secciones de la Serranía de Aguarañe.

Como vemos, la importancia de estos levantamientos pregondwánicos, que con toda posibilidad, hacia el sur y sudoeste de las Sierras Subandinas limitaron cubetas cada vez más estrechas, no escapa a la investigación interesada en busca de cuencas sedimentarias como probables áreas petrolíferas. Esta disposición estructural de los sedimentos devónicos es difícil de establecer fuera de la Región Tartagal. Las áreas perforadas intensivamente han suministrado información suficiente como para realizar una interpretación con bases firmes; pero no ocurre lo mismo donde los sondeos han sido de carácter exploratorio, y por lo tanto poco numerosos. En este caso los datos son escasos y la interpretación resulta débilmente fundada.

Pero de todos modos, lo poco conocido puede servir de guía para trabajos futuros.

La discordancia post-devónica, en definitiva, es la que con mayor claridad puede deducirse y con un verdadero carácter regional. Antes y durante la deposición de los sedimentos del Gondwana existieron los plegamientos o levantamientos suaves ya descriptos, debidos a movimientos de poca intensidad, que hicieron variar las condiciones de ambiente. Comenzaron a depositarse estratos diferentes, a menudo

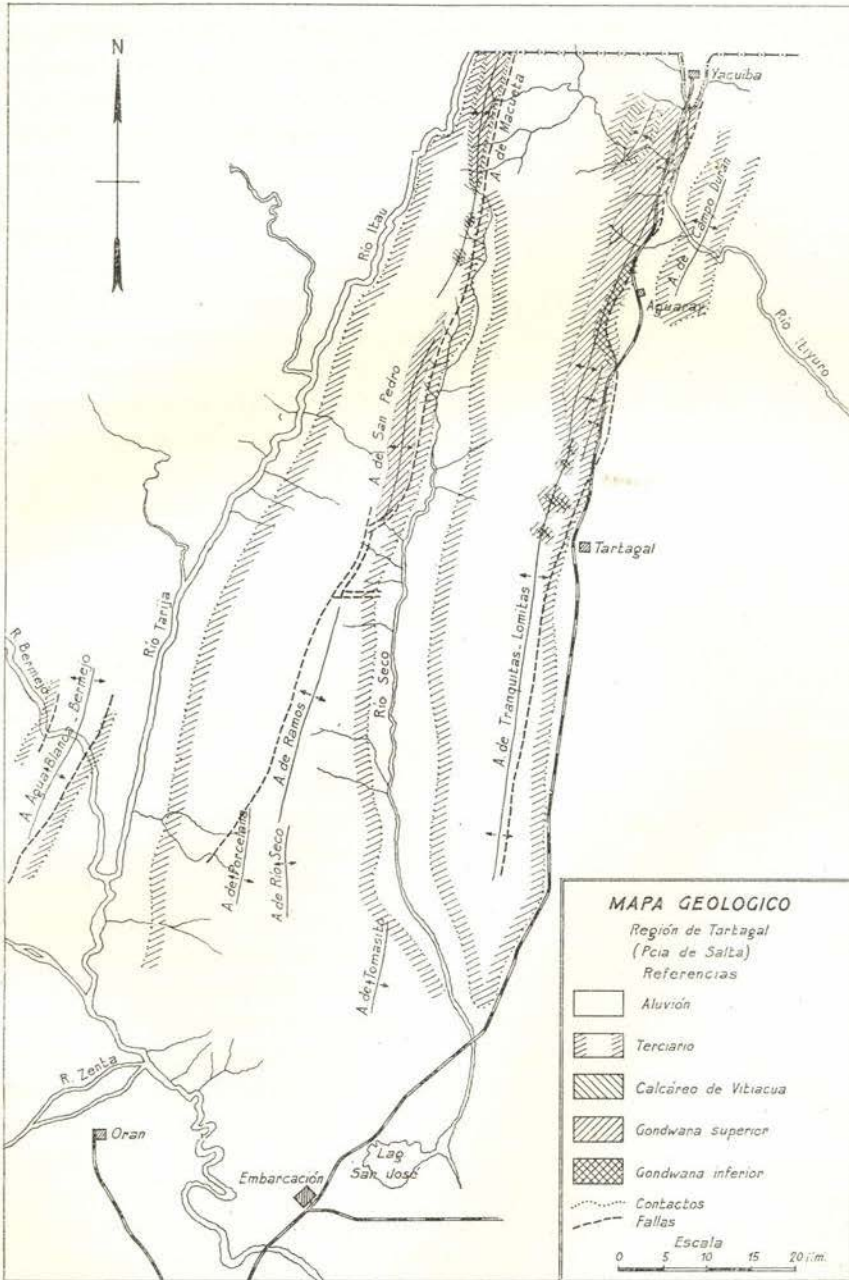


Fig. 11. — Mapa geológico de la región de Tartagal

mostrando mecanismos distintos, y, en oportunidades, con aporte de materiales también distintos.

Los citados levantamientos de la cubierta sedimentaria paleozoica pueden interpretarse como respondiendo a los efectos combinados de los movimientos tangenciales y del empuje vertical desde el basamento.

Al comprimirse los bloques cristalinos por acción de los primeros, se produjo el delineamiento general de las estructuras devónicas, debido a su consecuencia, o sea, ascensos y descensos verticales de los bloques, seguidos en sus movimientos por la cubierta sedimentaria. Se formaron así áreas positivas de continuado desgaste, cuyos materiales fueron a depositarse en el fondo de las cubetas que delimitaban (fig. 4). Donde hubo ascenso, la erosión post-devónica actuó pronunciadamente, gastando varios niveles de la cubierta. Al sudoeste de Salta y al oeste de Orán, los levantamientos fueron mayores, y en esas áreas la erosión dejó al descubierto las capas más antiguas del Devónico. Faltan en las áreas aludidas los depósitos del complejo permo-triásico (fig. 4, n° 3). Sin llegar a descartar lo contrario, podemos deducir que, mientras al norte de Orán se depositaban los glaciales, estas áreas persistían como elementos positivos, y llegaban a sus cubetas los detritus provenientes de ellos. No podemos afirmar que ambos procesos fueron simultáneos; antes bien, las áreas levantadas persistieron durante el final del Paleozoico como áreas positivas. Cada cuenca se comportaba independientemente, recibiendo un volumen de sedimentos determinado por la magnitud del proceso erosivo y las características del mismo. De esta manera se efectuó la deposición de las «Areniscas Inferiores». Los cambios laterales y los hiatus, son sus principales características. Niveles típicos de una cuenca, faltan en la vecina.

El borde meridional de la Región de Tartagal ofrece un ejemplo del arrasamiento de las «barreras» devónicas que hemos descripto, puesto que los niveles altos de los estratos de esa edad son anteriores a los que se conocen en los yacimientos petrolíferos situados más al norte.

Ya hemos visto cómo estas estructuras antiguas influyeron sobre las sedimentaciones posteriores. Otra de las consecuencias inmediatas de la existencia de dichas «barreras», es la falta de miembros estratigráficos comunes, posteriores al Devónico y anteriores a los Estratos de Candado-Areniscas Superiores. Se hace así muy difícil la correlación.

Con respecto a la existencia de movimientos que afectan al complejo glacial y a su influencia sobre las estructuras ya formadas o en formación durante la deposición del Gondwana, la información disponible actualmente es escasa, debido a la acción del fuerte diastrófismo terciario y a las condiciones mismas de los depósitos que aquéllos movimientos hubieran afectado. Sin embargo, se cita (1, 70) la observación de indicios de un plegamiento anterior a la deposición de nuestro Gondwana superior.

Refiriéndonos a la Región de Tartagal, por lo menos entre las dos secciones en que se ha dividido el Gondwana, existe una superficie irregular representada por un plano de erosión que afecta al techo de los Estratos de Tarija. Esa superficie de erosión debe corresponder al arrasamiento y nivelación de antiguas estructuras pérmicas, acerca de cuyas características es imposible obtener más datos, porque se desconocen afloramientos de la sección inferior del Gondwana, cuyas capas podrían indicarnos discordancias angulares con la mitad superior, que sería posterior al supuesto plegamiento. Además, el fuerte ciclo diastrófico terciario actuó sobre los plegamientos anteriores, disimulando los efectos de los mismos. También la condición inestratificada de las tilitas no hubiera indicado inclinación alguna.

La sección superior del Gondwana presenta indicios de otros movimientos, menos notables, pero dignos de interés.

En la región que tratamos, algunos geólogos han determinado la existencia de una ligera discordancia en la base de los Estratos de San Telmo, puesta de manifiesto por una delgada capa conglomerádica; cuando existe se señala con ella la base de los estratos citados. Pero a menudo no se halla representada, por lo que el límite de los Estratos de San Telmo-Estratos de Aguaragüe es difícil de establecer. Los sedimentos de ambas formaciones no presentan cambios coincidentes con la citada discordancia, por lo que debemos concluir que, de existir, su valor es sumamente limitado.

Más notable es la discordancia que existe entre los Estratos de San Telmo y los superpuestos Estratos de Mandiyuti. Se trata de un período erosivo que marca el fin de la sedimentación glacial y el comienzo de una deposición de carácter torrencial, como lo evidencia la descripción del miembro suprayacente. Marcaría también el límite entre Pérmico y Triásico.

La formación Mandiyuti puede diferenciarse en dos secciones: una de ellas, la inferior, que alcanza a los dos tercios del espesor total de la formación original *in situ*. El tercio superior se compone de material clástico y cristalino, removido de los bancos subyacentes y redepositados, tras un corto acarreo. Por tal razón hemos determinado allí un período de desgaste y acumulación, quizá de corta duración.

Existe sobre los Estratos de Mandiyuti, y en la base de las capas superpuestas, Estratos de Vitiacua, un hiatus notable. Comprende desde alguna sección del Triásico, edad de los Estratos de Mandiyuti, hasta el Neocretácico, edad que se atribuye al Calcáreo de Vitiacua.

En la parte norte de nuestra área en estudio, en el Río Caraparí, sobre los depósitos del Gondwana, se asienta en pseudoconcordancia una serie de areniscas con bancos calcáreos (calcedonia y calcita) algo manganesíferos, que pasan insensiblemente al verdadero Calcáreo de Vitiacua.

Parece muy posible que, como se ha interpretado en los perfiles longitudinales, la citada discordancia se confunde, sumando su alcance con la de edad preterciaria, que marca el hiatus entre el Gondwana y el Horizonte de Galarza en Yacuy, donde falta el Calcáreo de Vitiacua y sus areniscas asociadas. En Caraparí esta discordancia preterciaria corresponde al plano separatriz entre las calizas y dolomitas con pederual (« chert » u « horsteno ») y el conglomerado grueso y areniscas conglomerádicas que le siguen, como producto de su destrucción. En esta forma el plano discordante correspondiente a la destrucción del Calcáreo de Vitiacua, puede homologarse, con toda seguridad, al situado en la base de los Estratos de Tartagal y Horizonte de Galarza.

Apoyado discordantemente sobre el Gondwana superior (Estratos de Mandiyuti), aparece el Horizonte de Galarza, desde el Río Caraparí hasta la altura de Yacuy. Allí comienza la serie de los Estratos de Tartagal, apoyada sobre distintos niveles del Gondwana, cada vez más viejos hacia el sur, y coronada por el Horizonte de Galarza.

Ya en Tranquitas terminan las capas redepositadas de la Serie de Tartagal, y el Horizonte de Galarza se apoya discordantemente sobre capas cada vez más antiguas de los Estratos de Tarija (figs. 5 y 6).

La edad de esta discordancia vendría a corresponder con el comienzo de la sedimentación terciaria; por lo tanto, el hiatus entre Gondwana y Terciario queda perfectamente establecido en lo que respecta a la Región de Tartagal. Recién a la altura del Río Caraparí, el hiatus mencionado queda restringido por la presencia del Calcáreo de Vitiacua y sus areniscas calcáreas asociadas, cuya edad ha sido referida al Neocretácico.

Con la deposición del Horizonte de Galarza y Estratos de Tartagal, comienza la aparentemente ininterrumpida sedimentación terciaria.

Mencionamos ya al tratar la estratigrafía, que no es difícil hallar bancos conglomerádicos en los niveles inferiores de los Estratos de Candado. También, y sobre todo en Tranquitas y Ramos, aparecen niveles bien determinados, con espesores más o menos constantes, de capas de arcillas y margas, cuya relación con las « Margas Multicolores » del sur de Orán aún no ha sido bien establecida (9, 46). En todo caso deberíamos recapacitar primero acerca de si existe tal relación y si pueden considerarse sincrónicas, hasta tal punto de incluir a la parte inferior de los Estratos de Candado, como facies heterópica de las « Margas Multicolores ».

Entre los Estratos de Candado y de Chaco no existen indicios de discontinuidad. En algunas áreas resulta difícil separarlos por la completa identificación de materiales y coloración.

Ya hemos citado cómo el diastrofismo terciario ha enmascarado los efectos de los movimientos anteriores. No detallaremos en este trabajo el mecanismo de tales fases orogénicas, pues esto quedaría fuera de los

límites del mismo. Por otra parte, a la luz de los conocimientos actuales, es imposible determinar las fases y subfases de plegamiento. Nos ocuparemos más bien de describir cómo son los pliegues y hasta qué punto fueron dislocados, la determinación de algunas fallas de corrimiento y su alcance, dando a la vez una noción de las dificultades con que se tropieza para las interpretaciones tectónicas.

También hemos dicho que las serranías corresponden a anticlinales. En la Sierra de San Antonio, desde el norte y separados por monturas tectónicas complicadas por fallas, se disponen cuatro anticlinales bien delimitados: Macueta, San Pedro, Ramos y Porcelana. En cambio, en la Sierra de Aguaragüe, al faltar las monturas tectónicas bien definidas, no existe separación de anticlinales. Por el contrario, podría interpretarse como un solo anticlinal cuya charnela sólo presenta dos elevaciones estructurales importantes, en los alrededores del Cerro Tartagal y de Aguaray.

Entre ambas serranías existe el sinclinal del río Seco, relleno por sedimentos de acarreo fluvial. Por las condiciones que rigen la tectónica de la zona, debemos presumir la existencia de fallas que afectan al citado sinclinal, idea que concuerda con la sustentada por Zunino (12, 15). Los sedimentos modernos cubren toda manifestación de dislocaciones.

Como regla general diremos que los anticlinales son asimétricos, con caídas suaves en los amplios flancos occidentales, mientras que los orientales aparecen de corta extensión por tener sus capas con inclinaciones cercanas a la vertical.

El anticlinal de Ramos (11, capítulo V), ofrece una interesante excepción. El flanco oriental es de declive suave, mientras que, por las dislocaciones localizadas en su flanco occidental, éste aparece con capas paradas o muy inclinadas.

En otros casos, como en las cabeceras estructurales de Tomasito y Porcelana, y los pliegues secundarios en Campo Durán, los anticlinales son muy suaves, con pocos grados de inclinación en ambos flancos.

En el sector de la serranía de Aguaragüe, comprendida entre Quebrada Tartagal y Quebrada Piquirenda, la estructura presenta la característica ya apuntada por Bonarelli, de anticlinales de doble eje separados por un braquisinclinal, perfectamente observable en Yacuy (2, 74). Un caso similar se registra en el río Caraparí, precisamente entre los dos afloramientos del Calcáreo de Vitiacua, sobre el flanco occidental.

Las estructuras han sufrido los efectos de varios tipos de dislocaciones. Las más importantes son aquellas que han permitido el cabalgamiento de los flancos occidentales sobre los orientales, con el carácter de verdaderos sobreescurremientos. Teóricamente, se interpreta que éstos sobreescurremientos han ocurrido a lo largo de un plano, pero en realidad la información del subsuelo ha puesto en evidencia una zona

alterada que alcanza hasta 120 metros de espesor (fig. 10). En dicha zona de alteración se han comprobado hasta cuatro planos de falla.

Por efectos del sobreescurrecimiento, los núcleos anticlinales se hallan fracturados a lo largo de toda la estructura. Estas fracturas originadas en el núcleo por la plasticidad de los sedimentos devónicos, al pronunciarse el volcamiento del pliegue, han establecido enlace con aquéllas propias del plano de máxima flexura. Es así cómo se ha formado el plano de corrimiento.

Los rechazos de estos sobreescurrecimientos siempre son considerables; para dar una cifra nos inclinamos por un valor máximo mensurable de 1500-2000 m. Debe tenerse en cuenta que tal apreciación depende de cuáles son los niveles estratigráficos que se toman para efectuar la medición.

También en la figura 10 se aprecia la variación en la inclinación del plano (o mejor dicho de la zona de falla), con buzamiento constante hacia el poniente.

En la serranía de Aguaraquí, entre las quebradas de Piquirenda y Capiazuti, es posible ver el afloramiento del plano de falla, que pone en contacto a los Estratos de Tarija con los Estratos de Chaco, situando a aquéllos por encima de éstos.

La zona de Ramos, ya se ha dicho, es una excepción a la regla general de la conformación de los anticlinales de la región.

Tanto las perforaciones como las investigaciones realizadas en superficie, no han indicado la existencia de los grandes «charriages» citados para las otras estructuras. Pero, en cambio, en el ala W se comprobó la presencia de dislocaciones del tipo «bedding faults» que alteran la disposición de los E. de Chaco (11, Mapa general). Éstas, con sus rechazos sumados al parecer, compensan el estrechamiento que en los otros anticlinales efectúan los sobreescurrecimientos ya descriptos.

Las monturas tectónicas y las cabeceras de los anticlinales se presentan fallados. Existen dos tipos bien definidos de dislocaciones, en relación con dos sentidos de desplazamiento.

El hundimiento de las cabeceras se efectúa, en parte, por fallas de poco rechazo que dislocan el anticlinal en secciones (11, Mapa general), separadas por planos de rumbo EW aproximadamente, y que se hunden gradualmente hacia las monturas. Es posible calcular los rechazos verticales ubicando cuidadosamente, dentro de la serie estratigráfica detallada, a los niveles que estas fallas ponen en contacto. En los casos en que los rechazos han sido medidos, éstos no pasan de 70 metros. Los desplazamientos horizontales no han sido comprobados.

Relacionando estos elementos morfológicos con los rasgos tectónicos regionales, se concluye que aquéllos no son sino el reflejo de las dislocaciones del basamento en la cubierta sedimentaria.

Un mapa geológico detallado mostraría también un tercer tipo de fallas, con características bien definidas. Sus efectos han provocado desplazamientos horizontales, dentro de un mismo cordón orográfico, de una estructura con respecto a la siguiente. Tales desplazamientos se producen a lo largo de planos quizá verticales y de rumbo WSW-ENE, provocando escalonamientos. Tomando la serranía de San Antonio, que posee los ejemplos típicos, vemos que el anticlinal de Macueta, al N, se halla desplazado horizontalmente hacia el E con respecto al de San Pedro; éste, a su vez, está al E de Ramos y lo mismo sucede con Porcelana (río Seco), con respecto al extremo S de Ramos.

En esta simple enumeración de los tipos de fallas, y en lo que se refiere a la tectónica en su sentido más general, se advierte que los rasgos de la misma solamente aparecen en la superficie en escasa proporción, quedando la enorme mayoría de sus condiciones regionales dependiendo exclusivamente del conocimiento del subsuelo. De ahí que los primeros investigadores que recorrieron la región, solamente, y gracias a la perspicacia y a las excelentes condiciones de observadores que poseían, consiguieron determinar las líneas tectónicas generales.

Actualmente, los sondeos en busca de petróleo, realizados con profusión, han ayudado mucho, permitiendo conocer por lo menos los anticlinales que presentan, o presentaron interés; por el contrario, los sinclinales permanecen desconocidos, y su disposición tectónica dislocada se presume echando mano a las leyes generales de la tectónica de la región.

RESUMEN

La serie estratigráfica de la Región de Tartagal participa de tres grandes ciclos sedimentarios. Cada uno de ellos está comprendido dentro de límites precisos, indicados por características propias y comunes a los miembros en que han sido divididos.

El primer ciclo, con depósitos atribuidos al Devónico Inferior (y Paleozoico inferior ?), constituyen los sedimentos más antiguos conocidos en el área. La cuenca marina devónica abarcó todas las Sierras Subandinas. Movimientos posteriores originaron la regresión del mar devónico, ocasionando estructuras amplias que fueron parcialmente arrasadas. Tales estructuras conformaron amplias « cubetas » de sedimentación que, en líneas generales, limitaron la deposición de los depósitos posteriores.

Una de estas cubetas sirvió como área de recepción a los sedimentos marino-glaciales del Gondwana. La Región de Tartagal constituye el límite meridional de su distribución dentro de las Sierras Subandinas, llegando sus típicos depósitos glaciales hasta el Río Pilcomayo, si bien

los miembros a ellos asociados (Gondwana Superior) continúan más al Norte.

El comienzo de la sedimentación glacial se fija a principios del Pérmico, continuándose durante este período y alcanzando una edad no definida del Triásico.

La deposición glacial fué interrumpida durante el Pérmico, lapso en el cual se produjo la denudación del techo del piso II del Gondwana (Estratos de Tarija), seguido de marcados cambios litológicos y climáticos.

En la Región de Tartagal, el intervalo citado, o discordancia interpérmica, separa al Gondwana en dos secciones: la inferior, con una típica y continuada sedimentación glacial, y la superior mostrando una sedimentación muy irregular regida por numerosas oscilaciones climáticas. Es posible hallar todavía, camadas de tilitas intercaladas entre otros sedimentos, que representan cortos períodos de ambiente glacial.

El límite superior de este complejo permo-triásico no aparece con caracteres definidos. Termina con el piso V del Gondwana (Estratos de Mandiyuti) representado por un conjunto de areniscas, arcillas y conglomerados de típica deposición continental. Se los ha comparado litológicamente (por el hecho de hallarse debajo del Horizonte Calcáreo), con las « Areniscas Inferiores » *sensu strictu*, aunque en la Región de Tartagal muestran una estrecha relación con el Gondwana; de ahí que los hemos considerado de edad triásica como culminación de este sistema, o sea del ciclo permo-triásico.

Entre éste y el complejo terciario se intercala, en la cuenca subandina boliviana, el Calcáreo de Vitiacua, que alcanza en su distribución hasta el Río Caraparí. El citado banco calcáreo es considerado por los autores como íntimamente ligado al complejo glacial.

Encima, la espesa serie de estratos terciarios alcanzó una amplia distribución, sobrepasando las « barreras » devónicas y produciendo la total nivelación de las cubetas subandinas. Facies locales, hacia los bordes de las Sierras Subandinas, pueden haber motivado heteropías.

La esterilidad de casi todos los miembros estratigráficos impide referirlos al esquema estratigráfico general, con el grado de seguridad deseable.

Se han determinado discordancias que han servido para separar grupos estratigráficos definidos. Las más importantes han sido interpretadas en base a la comparación con otras áreas conocidas y determinadas por elementos fósiles.

En la mayoría de los casos separan complejos sedimentarios; son estas discordancias las únicas que pueden acercarnos a la ubicación cronológica de la serie sedimentaria.

Existen otras discordancias menores que sólo presentan reducido interés.

La tectónica de edad terciaria, que borró los efectos de los ciclos diastróficos que le precedieron, formó estructuras anticlinales y sinclinales largas y estrechas, de recorrido meridional. Las primeras, mejor conocidas, se hallan sobreescorridas a lo largo de fallas longitudinales, y complicadas en menor grado por fallas de otros tipos; además se han determinado fallas transversales localizadas en las monturas, que han provocado los desplazamientos escalonados de los anticlinales.

Es interesante destacar que las estructuras superficiales difieren en sumo grado de los complicados sobreescorrimientos determinados en el subsuelo. Estos sobreescorrimientos afectan longitudinalmente a todos los pliegues anticlinales.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. AHLFELD, F., *Geología de Bolivia*. — Revista del Museo La Plata (Nueva Serie), Sección Geología, III, 5-370. La Plata, 1946.
2. ARIGOS, L. E., *Estudio estratigráfico y tectónico de una sección de la Sierra de Aguarragüe*. — Tesis inédita del Museo La Plata. La Plata, 1945.
3. BONARELLI, G., *Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del Norte*. — XV, N° 1, Direc. Minas y Geolog. Buenos Aires, 1921.
4. FOSSA MANCINI, E., *Supuestos vestigios de Glaciaciones del Paleozoico en la Argentina*. — Rev. del Museo La Plata (nueva serie), Sección Geolog., I, N° 10. La Plata, 1936-43.
5. FRENGUELLI, J., *Investigaciones geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María*. — Obra del Cincuentenario del Museo La Plata, XI, 215-572. La Plata, 1936-37.
6. PALMER, K. V. W., *Informes inéditos sobre el hallazgo y descripción de fósiles de la Formación Taiguati*. — Sierra de Charagua (Bolivia). 1928.
7. SCHILLER, W., *Contribución al conocimiento de la formación petrolífera (Cretáceo de Bolivia del Sur)*. — Revista del Museo La Plata, XX, 168-187. Buenos Aires, 1913.
8. SCHLANGINTWEIT, O., *Los insectos fósiles del Norte Argentino y la edad del H. Calcáreo Dolomítico*. — Bol. Inf. Petrol. N° 145. Buenos Aires, 1936.
9. — *Observaciones estratigráficas en el Norte Argentino*. — Bol. Inf. Petrol. N° 152. Buenos Aires, 1937.
10. — *Correlación de las calizas de Miraflores en Bolivia con el H. Calcáreo Dolomítico del Norte Argentino*. — Notas del Museo La Plata, IV, N° 14. La Plata, 1941.
11. VILELA, C. R., *Estudio geológico de la zona norte del anticlinal de Ramos, en la Sierra de San Antonio, Prov. de Salta*. — Tesis inédita del Museo La Plata. La Plata, 1945.
12. ZUNINO, J., *Tectónica de estructuras fuertemente comprimidas*. — Bol. de Inf. Petrol. N° 245. Buenos Aires, 1945.