

CAJA B-76

X02971

ANO DEL LIBERTADOR GENERAL SÁN MARTIN. — ABRIL DE 1950

Investigaciones Tectónicas en la Precordillera Sanjuanina

Por Osvaldo Bracaccini

PARTES I y II

Observaciones geológicas en el extremo sudoccidental de la Sierra de Zonda o Zonda

1) Generalidades

Esta contribución se basa en una conferencia dada en junio próximo pasado en la sede de la Asociación Geológica Argentina. El objetivo principal de la misma, consiste en la descripción detallada de los rasgos estructurales de una comarca de reducida extensión, la que por sus particulares características tectónicas sirve para ilustrar en el concepto del autor, los procesos deformativos y sus resultantes, en amplias porciones de la Precordillera Sanjuanina.

En esta oportunidad se ha agregado una segunda parte donde se exponen algunas ideas tendientes a aclarar y justificar ciertos conceptos tectónicos vertidos en su desarrollo.

La zona descripta en detalle en esta primera parte está situada hacia el extremo SSO de la Sierra de Zonda o Sierra Alta de Zonda, donde ésta comienza a perder su continuidad orográfica. Tal lugar, es conocido localmente bajo el nombre de Colorados de Zonda.

Hasta ahora, ella no ha sido citada de modo especial en la literatura geológica del país, si bien figura incluida en el mapa que acompaña la conocida monografía de Stappenbeck (13).

Hace algunos años visité esta comarca por unas pocas horas. Volví a la misma durante el año próximo pasado, dedicando 3 días al levantamiento del bosquejo geológico incluido en este trabajo. La gentileza de mi colega, Dr. Alejandro A. Palma, hizo viable tal tarea al proporcionarme medios de movilidad y estadía, así como la eficaz colaboración del topógrafo Sr. A. Pedroza. Aparte de los señores mencionados, fueron gratos compañeros de esta breve excursión, los Dres. Wetten, Zakalik y Rimoldi.

En la preparación de las ilustraciones, he contado con la eficaz colaboración de los Sres. Carlos Alvarez, Jaime Bermejo, N. Domenech y A. Fazzino.

2) Estratigrafía

Los terrenos estratigráficamente más bajos están representados por la mitad superior de aquel conjunto de arenosas y lutitas arenosas, que el autor distingue bajo la denominación de "Complejo de Punta Negra", considera equivalente al Post-Devónico descripto por Keidel (11) de las Lomas de Los Piojos (Jáchal), y atribuye al Devónico medio a superior. En la comarca estudiada en esta oportunidad no asoma la base del "Complejo de Punta Negra", pero del estudio de varias de sus secciones completas aflorantes a lo largo del Río San Juan, puede decirse que estas capas aparentemente están ligadas de tal modo al Eodevónico fosilífero, que todo justifica se las considere formando con aquellas un sólo ciclo sedimentario (6).

Tal ciclo, recién epiloga con los procesos creadores de la discordancia, de muy variable carácter según las zonas en que se la observa, presente en la base de los Estratos de Paganzo.

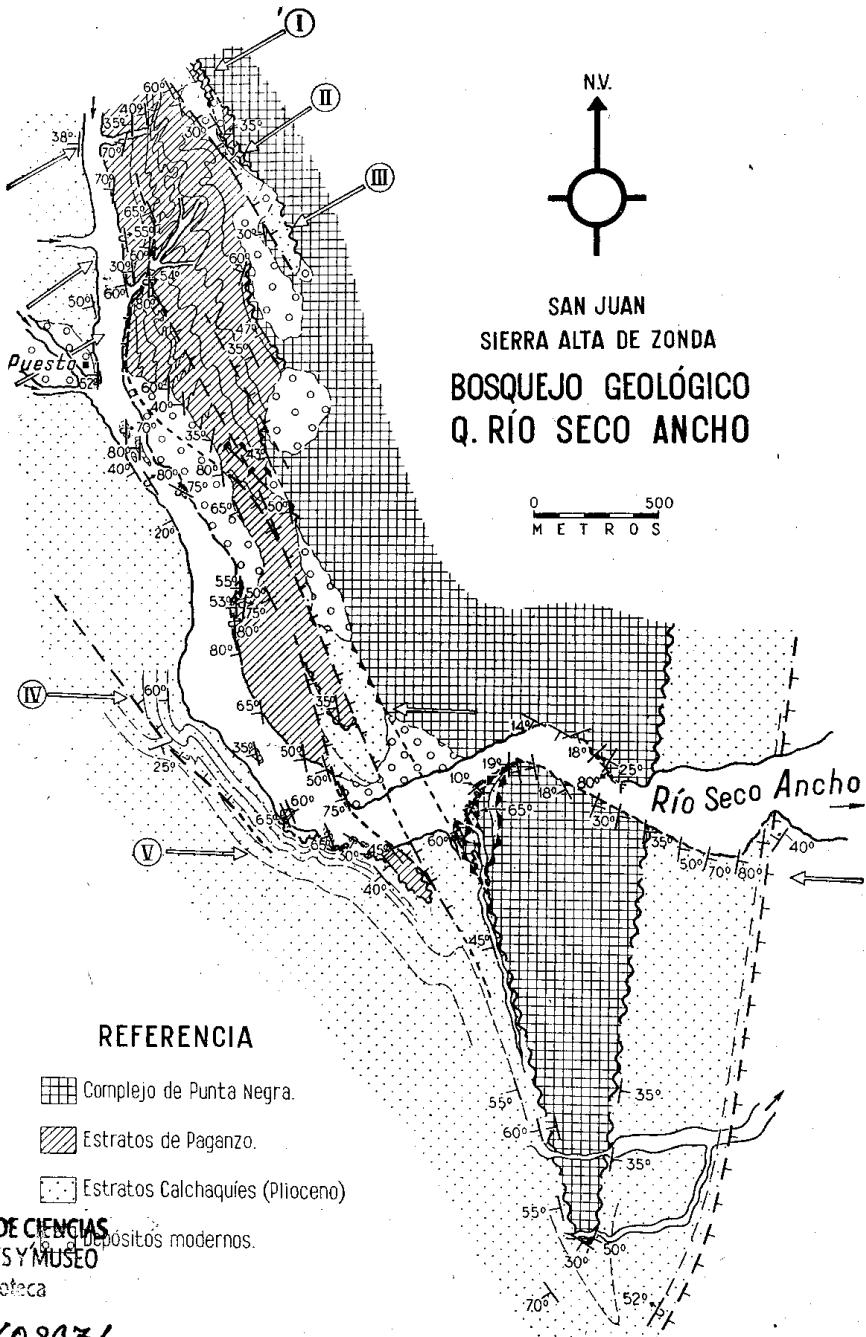
En cuanto a los terrenos del "Complejo de Punta Negra" aflorantes en Los Colorados de Zonda, es destacable, por su espléndido desarrollo, el nivel fluvio-glacial con que culmina la respectiva surección, en el lugar donde ellos se hunden definitivamente bajo la cubierta de capas plioenanas, en el extremo Sud de la estructura (ver fig. 1).

Con leve discordancia angular se asientan en las capas del "Complejo de Punta Negra" los Estratos de Paganzo, o bien los depósitos terciarios.

Los Estratos de Paganzo de la Precordillera, muestran a lo largo de una extensión longitudinal de unos 250 Kms. y transversal de 90 a 100, características que hacen viable dividirlos desde el E hacia el O en tres fajas principales. La nitidez de esta subdivisión aparentemente se pierde paulatinamente, desde el río Jáchal hacia el Norte.

DONACION Dr. Roura

BOLETIN DE INFORMACIONES PETROLERAS



FACULTAD DE CIENCIAS
NATURALES Y MUSEO

Biblioteca

Investigación X02971

Fecha 24/9/09

Atendido por

2
Serie 2
Caja B-76

- a) Faja oriental, abundosa en depósitos glaciales, de considerable espesor y colorido mayormente distribuido en matices de gris, verde y pardusco, portando en algunos casos delgadas intercalaciones con invertebrados marinos.
- b) Faja intermedia, pobre hasta exenta de sedimentos de indudable origen glacial, de colorido abigarrado (rojos, verdes, amarillos, negro, blanquecino y pardusco) y de reducido espesor.
- c) Faja occidental, con sucesiones espesas de depósitos glaciales y niveles portadores de invertebrados marinos.

Todas estas secciones se vinculan entre sí por su contenido florístico y en algunos casos, de excepción, coexisten en una misma área.

La sección de la fig. 2, ilustra en sus rasgos mayores las relaciones que dejamos expuestas. En la delimitación de las cuencas parciales, dentro de la generalización precisada de 3 fajas principales de diferente composición y potencia, intervienen tanto condiciones originales de la dispersión y desarrollo de los Estratos de Paganzo, cuanto los efectos de movimientos anteriores a la acumulación de los sedimentos terciarios y la disposición transgresiva de éstos.

Agreguemos todavía nuestra impresión, en base a nuevas y detenidas investigaciones en la Precordillera, de que resultaría muy difícil fundamentar actualmente una subdivisión general de los Estratos de Paganzo apoyada en las características litológicas y colorido de los sedimentos. Dentro de secciones que comprenden terrenos atribuibles, y en verdad atribuidos en algunos casos al Piso II de Paganzo, he dado con restos vegetales característicos de la parte baja del Piso I, tales como *Rhacopteris ovata* y *Cyclostigma* sp.

No es del caso ahondar en los detalles de la cuestión, pero se explica la advertencia, en el sentido de prevenir generalizaciones requeridas de estudios de campo y paleobotánicos mucho más completos que los disponibles actualmente. Por tal razón, en la figura citada, me he abstenido de establecer distingos entre el Piso I y Piso II, aunque en ella figuran secciones consideradas por algunos autores, entre ellos el que escribe, como representativas del Piso II.

En los Colorados de Zonda afloran los Estratos de Paganzo de colores abigarrados característicos de la faja media de las 3 en que hemos subdividido a los respectivos depósitos.

En los pocos lugares en que asoma la base de la misma, ella no porta sedimentos de indudable origen glacial. El total de la sección alcanza a unos 400-450 m. En su parte inferior incluye unos 10 metros de arenillo-esquistos negruzcos, algo carbonosos, donde se halla contenido un nivel fosilífero en el que he hallado:

Rhacopteris ovata Walk
Sphenoteridium cuneatum Walk
Lepidodendron sp.
Cyclostigma sp.
Calamites peruvianus Goth.

Las capas terciarias aflorantes en la región corresponden con mucha probabilidad al Plioceno. Sabido es que estos terrenos muestran grandes variaciones en desarrollo y composición a través de distancias muy cortas. Si bien es cierto que los depósitos terciarios son discordantes en todo el ámbito precordillerano oriental, el valor angular de tal relación es raramente perceptible en afloramientos aislados. En general, ella se evidencia del estudio de su disposición y relaciones regionales.

En todo el borde oriental de la Precordillera Sanjuanina al S del río San Juan, los terrenos menos antiguos en que se apoya son los de la parte alta de los Estratos de Paganzo, salvo la zona en litigio limítrofe con Mendoza, donde parece comprobada la presencia de capas equivalentes al llamado "Rético" (*).

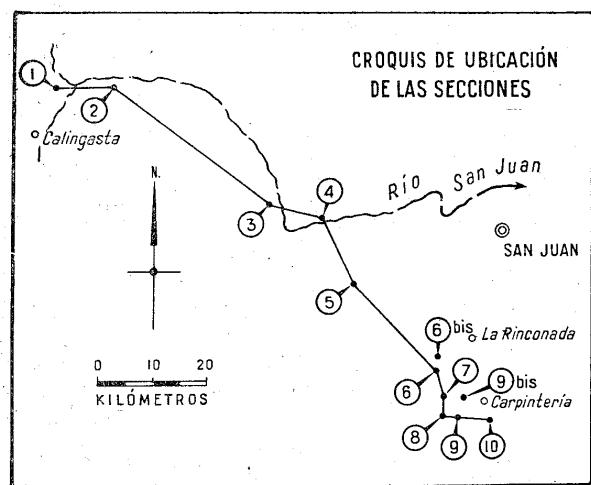
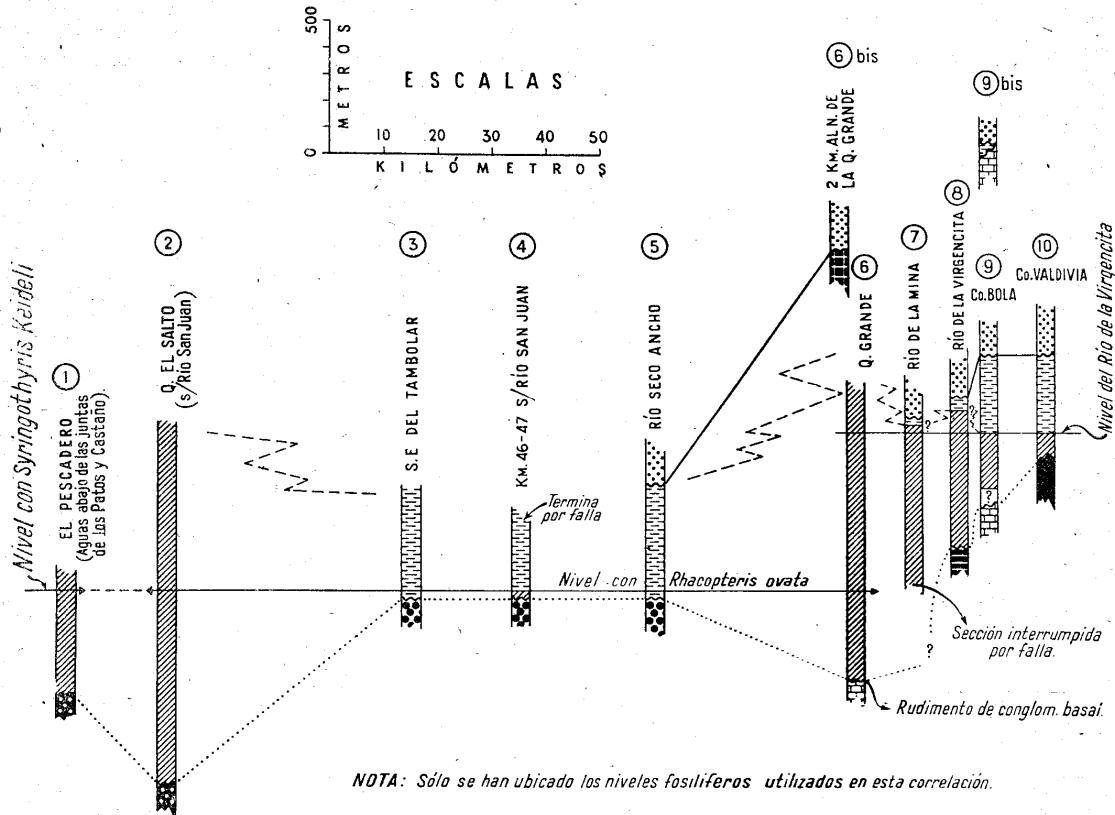
Dado el enorme hiato implicado en esta circunstancia y atento al aludido carácter de la discordancia son llamativas aquellas variaciones de composición y desarrollo. Parece ser que los niveles más bajos del Terciario, se presentan hacia el extremo sur de la Provincia, en la región de Santa Clara, donde afloran capas equiparables a los Estratos de Mariño (Mioceno ?) del N de Mendoza. Igualmente probable es la existencia de algunas discordancias angulares de poco valor dentro del conjunto de capas consideradas siempre como Pliocenas. A esas discordancias habría que sumarle las presentes en la base de los depósitos conglomerádicos de distinta edad, reconocidos bajo el nombre colectivo de "ripios deslocados" por Stappenbeck (13).

Finalmente cabe agregar la posible participación de fallas en la repetición de secciones.

Faltando estudios detenidos, las observaciones aisladas, si bien constatan las anomalías precisadas de desarrollo y composición, contribuyen, en cambio, en muy escasa medida a determinar sus causas.

(*) Investigaciones cumplidas en fecha última por los Dres. E. García y E. Rolleri.

CORRELACIÓN PRELIMINAR DE LOS ESTRATOS DE PAGANZO EN EL S.S.E. DE LA PROVINCIA DE SAN JUAN



REFERENCIA

- Plioceno.
- Estratos de Paganzo (rojo o abigarrado).
- Estratos de Paganzo (sedimentos de origen glacial).
- Complejo de Punta Negra (Devónico medio a superior?).
- Gotlándico.
- Mezcla tectónica de Gotlándico y Cambro-Ordovicico.
- Cambro-Ordovicico (calizos).
- Cambro-Ordovicico en facies terrigena o Gotlándico.
- Basamento cristalino.

C.A. ALVAREZ-SO

Fig. 2.

En los Colorados de Zonda el Terciario puede ser dividido en dos partes fáciles de distinguir entre sí. La porción inferior incluye al conglomerado basal. Muchas veces éste se presenta como paquete único y de reducido espesor, y otras lo hace resuelto en una serie de camadas conglomeráticas dispuestas a diferente altura de un paquete de arcillas arenosas y tobáceas de color pardo rosado y de unos 25 m. de espesor. El resto de esta mitad inferior, que alcanza unos 150 m., se completa por una sucesión de capas de arcillas arenosas o tobáceas, algunos bancos de tobas y unos pocos de areniscas. La estratificación es bien definida y los estratos mayormente delgados. La mitad superior, cuyo techo aflora fuera de la zona estudiada, es mucho más espesa. La componen areniscas tobáceas, areniscas conglomeráticas con "lapilli" dispuestas en bancos espesos, algunas capas de toba, unas pocas arcillas arenosas y conglomerados de grano menudo.

En cuanto a los depósitos recientes, nada ofrecen de particular interés.

3) Tectónica

El largo cordón montañoso de Zonda es asiento de un extenso anticlinal que se prolonga, desde poco al S del Cerro Blanco (río San Juan), del cual queda separado por una zona tectónicamente compleja, hasta Los Colorados de Zonda. En todo este recorrido se muestra como anticlinal asimétrico, de flanco más inclinado al naciente. A lo largo de este borde oriental, lindando con la zona aluvional y en parte cubierta por ésta, corre una falla inversa inclinada al oeste. El núcleo está compuesto en toda su extensión por las capas del "Complejo de Punta Negra".

En la mayor parte de su recorrido el eje de la estructura hunde muy suavemente en dirección meridional. Una peneplanicie magníficamente conservada se muestra a lo largo de todo este tramo (fig. 3).

Unos dos kilómetros antes de llegar a Los Colorados de Zonda la superficie axial (axial) comienza a hundirse con unos 15° al S, disminuyéndose rápidamente la altura del cordón montañoso. A partir de este punto, se conserva prácticamente intacto el dorso del anticlinal definido por las capas más altas del "Complejo de Punta Negra" hasta el lugar en que ellas se pierden definitivamente, bajo su cubierta de capas pliocénas (fig. 1). El hundimiento axial de la estructura en aquel lugar alcanza unos 35° al S. A poca distancia y previo un ligero cambio en el arrumbamiento del eje, se pierde todo vestigio de la estructura anticlinal.

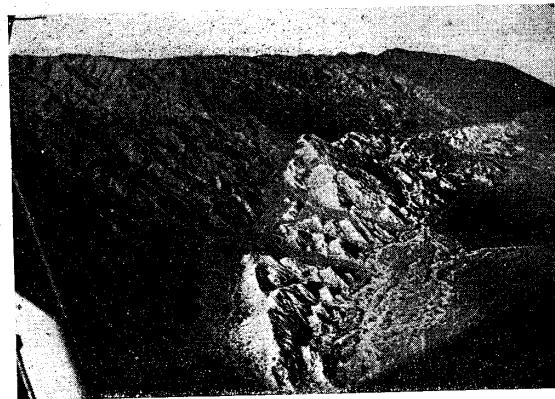


Fig. 3. — Aerofoto de los faldeos occidentales de la S. de Zonda tomada en dirección S.S.E. Las capas inclinan principalmente al poniente. El cordón alto, peneplanizado y de color oscuro, está constituido por terrenos del Complejo de Punta Negra. La cordonada blanquecina se integra por estratos pliocénos.

En el poniente, continúan las capas pliocénas que formaron el flanco occidental de la estructura, hundiéndose, con ligeros alabeos, al O. S. O.

Todo esto se produce por la concurrencia de varias causas:

- Fuerte bajada topográfica y estructural.
- Debido a lo antedicho, la falla marginal cruce el eje de la estructura y su traza corre al pie de las capas pliocénas que continúan aflorando en dirección meridional. Este accidente tectónico, con el que tan estrecha relación guarda el anticlinal de la Sierra Alta de Zonda, varía la importancia de sus resaltos componentes a medida que va cortando la estructura en dirección al S, es decir, hacia donde ésta se hunde. Así en el corte del río Seo Ancho el resalto vertical debe adquirir su máximo valor dentro del área carteada que se muestra en la figura 1. Hacia el Sur, la importancia de ese componente debe ir disminuyendo, incrementándose, en cambio, la significación del resalto horizontal, que a su vez debe tener su máximo, en el punto en que corta el eje anticlinal. Donde este ocurre desaparece todo vestigio del anticlinal superficial. Hacia el S.S.O. es decir, en la prosecución del que fuera flanco occidental del anticlinal de la Sierra Alta de Zonda, con mucha probabilidad, continúa solamente como falla paralela. Las respectivas ideas quedan ilustradas en la figura 4.

Las precedentes consideraciones intentan destacar la estrecha vinculación entre la falla oriental, la es-

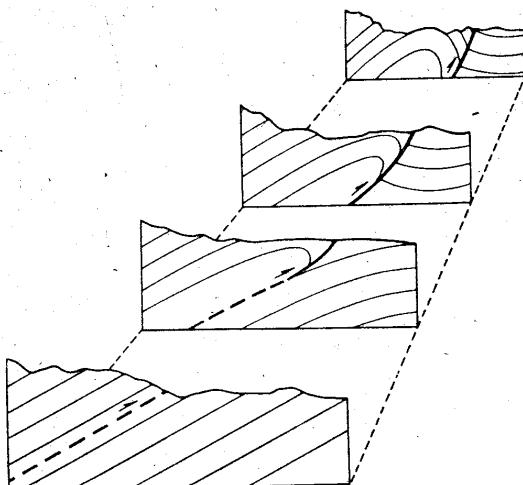


Fig. 4. — Representación esquemática de la evolución del anticinal de la Sierra de Zonda.

tructura anticinal de que es asiento la Sierra Alta de Zonda y el deslizamiento diferencial entre capa y capa (falla paralela). Finalmente señalaremos, en relación con esta falla, que la misma evidencia signos de actividad en tiempos muy recientes.

Con las anotaciones expuestas estimamos fijados, en su conjunto, los lineamientos tectónicos de la zona cuyos detalles estructurales nos ocuparán a continuación. Para ello, habrán de servirnos, particularmente, varios cortes geológicos incluidos en la figura 5. La ubicación de los mismos puede verse en el bosquejo geológico de la figura 1. En el corte geológico V fáceil resulta advertir que el accidente dominante está dado por la falla marginal oriental. Mediante ella, capas de la parte inferior del Plioceno yacen sobre niveles altos de la misma sucesión de estratos. Llamativo es que un accidente de esta importancia se muestre con corte tan breve y nítido, al punto de poder pasar desapercibido, si no fuese por la anomalía estratigráfica aludida y la substancial diferencia en arrumbamiento e inclinación de las capas situadas a uno y otro lado de la misma.

En el extremo oriental del corte en descripción, ya dentro del núcleo de grauvacas, he esquematizado un sistema de planos de movimientos conjugados. La dirección e inclinación de uno de estos planos coincide en buena parte de su recorrido con el de estratificación de las capas afectadas. De este modo se forma una especie de cuña sobrelevada, hecho que veremos repetido en el transcurso de este escrito y analizaremos oportunamente.

El lado occidental del perfil se caracteriza por complicaciones cuya evolución puede ser fácilmente observada en el terreno y que están ilustradas en la figura 6. La numeración de los cortes está hecha en orden creciente desde el S al N.

Tales accidentes tienen variable persistencia en superficie y en cada caso es posible reconocer como ellos nacen o mueren en planos de deslizamiento diferencial, entre capa y capa, es decir, como fallas paralelas. Estas manifestaciones tectónicas, ligadas a un proceso que denominaremos de "sobreplegamiento" serán analizadas en relación con sus posibles causas y aspectos concurrentes, en la segunda parte de este trabajo.

El tramo occidental, restante del perfil que tratamos, se caracteriza por accidentes análogos, aunque los planos de fracturas están diferentemente orientados, ya que buzan al Oeste. Sin embargo, reconocen causas similares. El confinamiento lateral de los esfuerzos compresivos implica como resultante una sobre elevación de los terrenos afectados. Dado el tipo y magnitud de los agentes deformantes y las condiciones ambientales en que ésta se produjo, bajo carga moderada, ello no es posible mediante el plegamiento sencillo. Por lo tanto las estructuras se "sobrepliegan", se rompen y finalmente se cabalgan, apilándose unas sobre otras.

El resalte del accidente principal de esta porción occidental inclusa en el perfil V es importante; ya que tenemos a la parte superior del Paganzo corrida sobre la mitad inferior del Plioceno. Si seguimos hacia el S el contacto entre el bloque sobrelevado y la falla que lo limita en el naciente (fig. 1) veremos que los Estratos de Paganzo y la parte basal del Plioceno describen un anticinal afectado de fuerte hundimiento axil al S y cuyo extremo es inusualmente acumulado. Más allá de este punto, sólo resta una flexura en las capas terciarias, sin poderse observar indicio alguno de la falla. En realidad, ésta debe subsistir como falla paralela, cuya componente lateral de desplazamiento paulatinamente decrecerá de importancia. De lo expuesto nuevamente surge una estrecha relación entre fallas paralelas, plegamientos y fallas con asociaciones estratigráficas anormales, es decir, fallas no paralelas. En realidad, el primero de estos hechos a nadie debe extrañar, ya que es de todos conocido que las rocas sedimentarias se pliegan, deslizándose uno sobre otros los estratos o paquetes de estratos, es decir, mediante fallas paralelas. Para aquellos que han trabajado en ciertas zonas de rocas sedimentarias, tampoco resultará sorpresiva la íntima conexión de pliegues y fallas. Sin embargo, estas

ANO DEL LIBERTADOR GENERAL SAN MARTIN. — ABRIL DE 1950

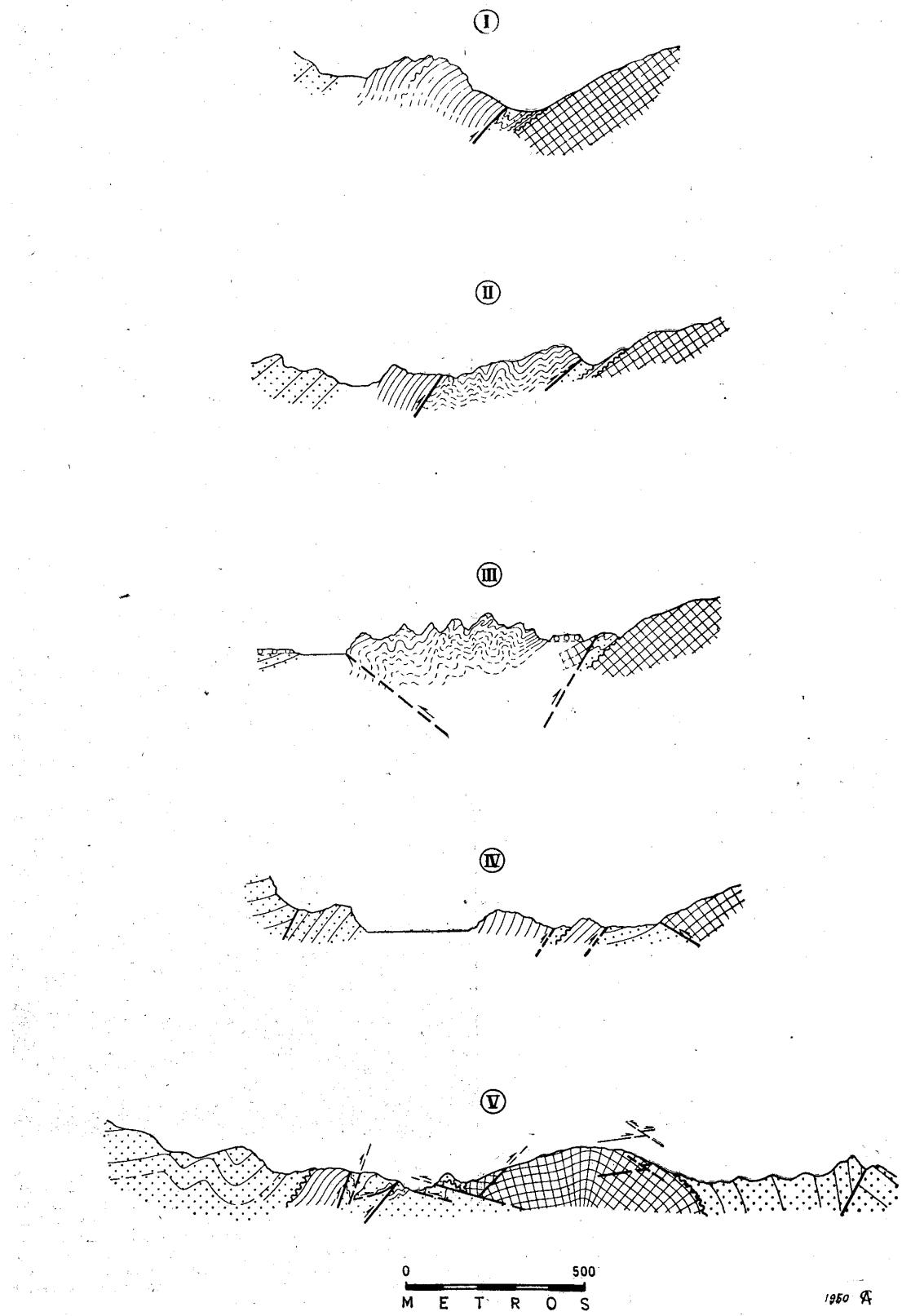


Fig. 5.

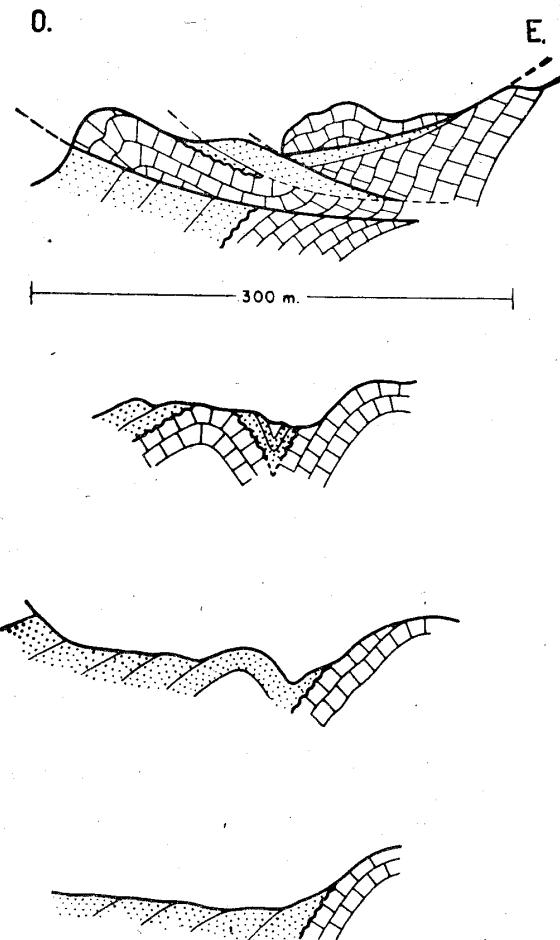


Fig. 6.

observaciones y tantas otras que podrían citarse, muestran la estrecha relación genética de estos accidentes y lo difícil, por no decir inapropiado, que resulta su estudio en forma separada, como normalmente se realiza.

En lo que atañe a las relaciones entre fallas paralelas y no paralelas, los hechos señalados tienden a restringir la idea sostenida por muchos autores e incluso asentada en libros de geología estructural muy prestigiosos, según la cual en toda falla inversa no se producen movimientos relativos hasta el momento de originarse la fractura. Esto sería el caso tratándose de rocas no estratificadas y en ciertos casos de sedimentos apoyados discordantemente en otros más plegados. Ejemplos de esta última naturaleza son frecuentes en la Precordillera de San Juan y Mendoza y en el Famatina (La Rioja) (ver fig. 7).

Estas reflexiones deberían completarse con alguna consideración acerca de las estructuras que se producirían bajo condiciones deformativas similares en rocas ígneas y metamórficas.

En realidad puede decirse, al menos por lo observado en numerosos casos, que análogos procesos en rocas sedimentarias e ígneas y metamórficas se acusan por manifestaciones estructurales que en esencia son consecuencia de las condiciones inherentes a las rocas deformadas. Cabe agregar, todavía, que estas resultantes pueden ser fundamentalmente diferentes según se trate de unos u otros tipos de rocas.

Acerca de estas cuestiones he tenido ocasión de recoger varias observaciones en las Sierras de Córdoba, en el extremo Norte de la Sierra de Valle Fértil, inmediatamente al naciente de la Sierra de Guasayán y en la Sierra de Los Llanos. Para fijar las respectivas ideas quizá baste citar algunas particula-

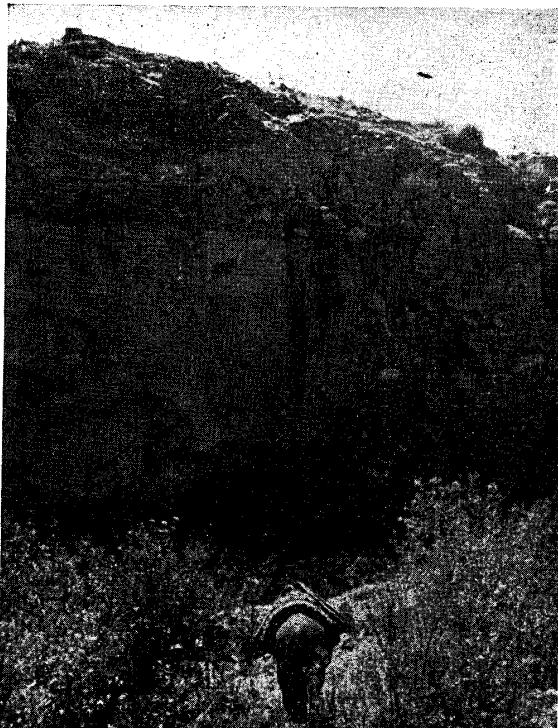


Fig. 7. — Fotografía tomada en los faldeos orientales del Famatina, al poniente de la población homónima. Capas del Terciario superior, abundosas en sedimentos piroclásticos, recubiertas en discordancia por el primer nivel de pie de monte. Un plano de deslizamiento diferencial entre las capas terciarias que buzan al Oeste, pasa a falla inversa en las capas cuaternarias subhorizontales. Resalto indeterminable en su verdadero valor, pero de todos modos superior a los 8 m.

ridades registradas en esta última. Sabido es que en su parte central así como en su borde oriental, en la latitud de Olta, se presentan extensos retazos, a veces de modesto espesor, de Estratos de Paganzo (3 y 5). Estas capas, en muchos casos, describen anticlinales, casi siempre asimétricos y a veces dispuestos escalonadamente (en échelon). Ahora bien, en varios lugares los Estratos de Paganzo han sido barridos por la erosión y en esos puntos situados en la inmediata continuación de las rocas sedimentarias plegadas, nadie podría descubrir en las rocas del basamento (ígneas o metamórficas) indicios de plegamiento.

No es del caso pensar en plegamientos disarmonicos. Sencillamente ha ocurrido que en las rocas cristalinas, habiéndose producido la deformación en condiciones tales, que la fluencia o flujo plástico tuvo, si alguno, valores mínimos, no han quedado vestigios, por falta de planos de estratificación, del proceso sufrido. Aquí los esfuerzos se resolvieron creando nuevas fracturas o activando las ya existentes. Que dichos esfuerzos habrían sido capaces de originar pliegues, de darse las condiciones propicias para ello, lo atestigua lo acontecido con los retazos sedimentarios.

Hablar en esta circunstancia de procesos diferentes significaría confundirlos con resultantes distintas, lo que, claro está, no es lo mismo.

Retornando a la zona de nuestra investigación detallada, proseguiremos con la descripción de los restantes cortes geológicos. A todos ellos son aplicables, en buena medida, las reflexiones expuestas precedentemente.

Así en el extremo occidente del corte IV vemos una falta inversa que en esa traza tiene un resalto de unos 70 m. Hacia el SSE pasa a falla paralela y desaparece toda anomalía estratigráfica, acusándose por un cierto trecho mediante algunos repliegues que también se extinguen a poca distancia. En cambio, hacia el NNO gana en importancia y en varios asombros puede verse a su bloque sobrelevado, cuya base está formado siempre por el mismo banco arenoso espeso, macizo y duro, cabalgando sobre terrenos que ha arrugado al desplazarse sobre ellos a lo largo de un plano de corte neto y limpio.

Estos afloramientos dan perfecta y falsa idea de una relación discordante. Aquí, donde los afloramientos son amplios y las sucesiones estratigráficas bien conocidas, es fácil advertir la verdadera naturaleza de la cuestión. A veces, y sobre todo cuando la observación se restringe a áreas limitadas, no es tan sencillo aclarar las verdaderas relaciones. A nuestro

juicio corresponde a fenómenos de la naturaleza arriba citada la llamada discordancia intracarbonífera de Barreal (Qda. de los 3 Saltos, lado occidental) e interpretación análoga cabe aplicar a la pretendida discordancia entre los Pisos I y II de Paganzo, sobre el camino del Inca, cerca de Las Trancas (*), en los faldeos orientales del Famatina y a la considerada presente dentro de capas del Paganzo II, al Sur de la "Mina de Carbón "La Negra", en la Sierra de Villa Unión. Estos casos, reconocen un origen común y están ligados a un proceso inicial de plegamiento durante el cual una circunstancial primacía de alguno de los varios factores concurrentes da lugar a fenómenos de esta naturaleza, sin que necesariamente el grado de plegamiento alcanzado sea particularmente severo.

Los cortes geológicos que nos restan describir muestran condiciones deformativas similares a las ya analizadas aunque sus manifestaciones son bastante diferentes.

Como lo más esencial es destacar el intenso grado de plegamiento que afecta a los Estratos de Paganzo aflorante en la comarca comprendida por los cortes geológicos N.º III y II. La fig. 8 da magra idea del fenómeno, ya que en la naturaleza, aquella deformación adquiere su mayor expresividad por el vívido colorido de los terrenos afectados.

En lo que se refiere a las fallas asociadas con esta faja de acentuado plegamiento es destacable que muchas de ellas se extinguen absorbidas por estos. Particulariza también a las fallas de esta parte del área estudiada, la circunstancia de que algunas cambian de carácter en corto trecho, torsionándose para desaparecer finalmente como fallas paralelas, aunque en parte todavía se evidencian por una restringida ondulación de los terrenos afectados.

La faja de intenso plegamiento es merecedora de algunas consideraciones adicionales. Por de pronto, hemos de señalar que no sería apropiado vincular tal suceso a la presencia de un conjunto sedimentario particularmente apropiado para este tipo de deformación, ya que faltan capas de sal, yeso, anhidrita o arcillas muy plásticas. Tampoco el carácter intrínseco de los terrenos asociados en esta sucesión de estratos ni sus proporciones relativas parecen constituir un causal determinante.

A nuestro modo de ver, los motivos radican en otras circunstancias. Así, se advierte en el terreno que las varias fracturas concurrentes en este lugar tienen componentes de desplazamiento lateral de valor apre-

(*) Ya Bodenbender en su clásica monografía sobre el Famatina, alude en el respectivo perfil a esta posibilidad.

ciable. Esto surge explícito de las características de algunos pliegues que sólo pueden haberse producido mediante el deslizamiento relativo de las capas a lo largo de sus rumbos.

Luego es de señalar que algunas de las fallas convergen hacia abajo. De este modo se definen algunos bloques que son verdaderas cuñas tectónicas desprovistas de raíces en profundidad. Ellas son, precisamente, las que muestran el grado mayor y más complejo del plegamiento. Las partes centrales de estos bloques son las más deformadas, disminuyendo su importancia hacia sus márgenes a medida que las fallas acercan más y más sus rumbos e inclinaciones a los de los estratos que cortan.

Parecería pues, que toda esta zona de intensa complicación es meramente superficial y probablemente corresponde en profundidad a unas pocas fracturas en

las capas del Complejo de Punta Negra. Estas fallas no poseen, con bastante probabilidad, ni gran continuidad horizontal o mucho resalto. Tales accidentes al igual que varias otras fallas de corta trayectoria señaladas en el mapa geológico (fig. 1) deben estar ligadas con la evolución de la estructura principal de que es asiento la Sierra de Zonda y se relacionan con movimientos de torsión. Por su parte, dichos esfuerzos torsionales deben relacionarse con los cambios en la pendiente axial de la estructura mayor, es decir, el anticlinal regional. Es asimismo muy probable, que las variaciones en la trayectoria del eje anticlinal arriba citado, guarden estrecha dependencia con variaciones en el rumbo y buzamiento de la superficie de falla oriental, y consecuentemente, en el valor relativo de los componentes parciales del resalto de la falla marginal oriental. Al respecto recalcaremos que dicho acci-

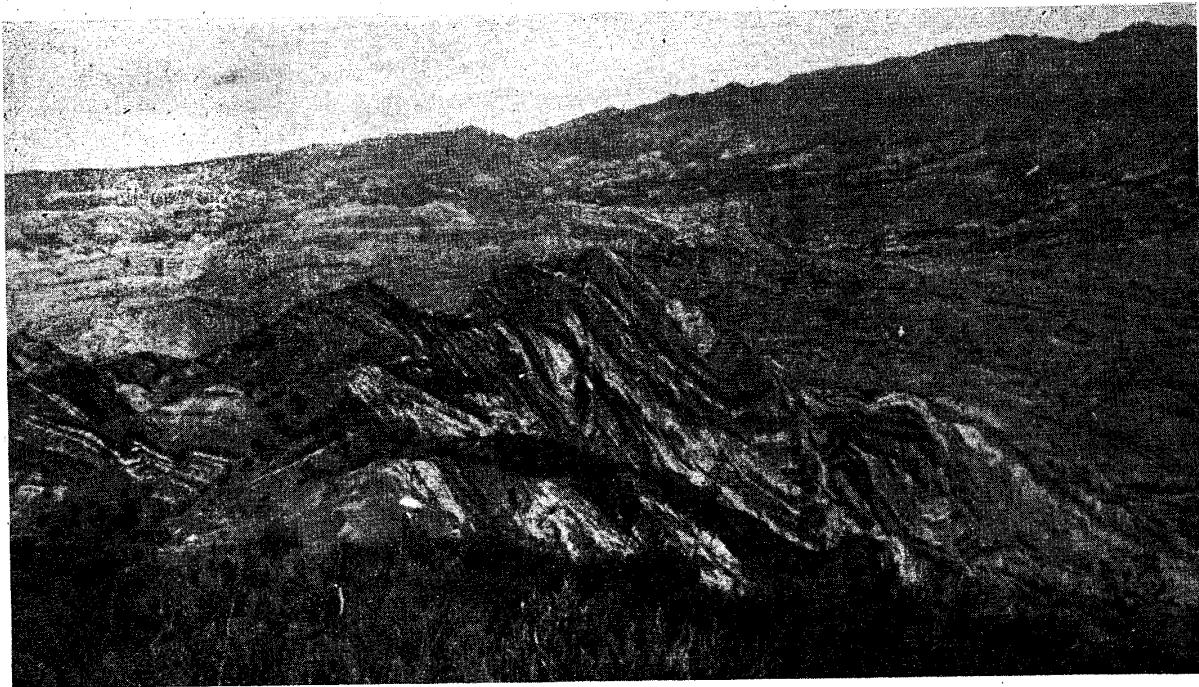


Fig. 8. — Fotografía tomada en dirección al S.S.O., desde un punto elevado situado poco al naciente de la parte media del tramo N-S del curso inferior del Río Seco Ancho. En primer plano se destaca el intenso plegamiento de las capas de Paganzo, deformación que se extingue rápidamente en dirección al poniente y sur (véase figura 1). La serranía alta del borde Oeste del área comprendida en esta fotografía corresponde al Complejo de Punta Negra que forma el núcleo del cordón situado al Oeste de la Sierra Alta de Zonda denominado C. de los Potrerillos. Tectónicamente este cordón es de singulares características, aunque en líneas generales corresponde a un anticlinal. La parte central muestra un grado extraordinariamente intenso de plegamiento, el cual se va extinguiendo hacia sus partes marginales. En el Este, las capas de Punta Negra se vuelcan ligeramente sobre las capas pliocenas, siendo el contacto aparentemente normal. En el Oeste, en cambio, descansan sobre ellas, con camada glacial poco espesa, los Estratos de Paganzo. La parte topográficamente más baja extendida entre los Estratos de Paganzo fuertemente plegados del primer plano y el Cerro de los Potrerillos corresponde a un sincinal fracturado compuesto por capas pliocenas y niveles conglomerádicos que conceptuamos del Pleistoceno y retazos aislados del primer nivel de pie de monte dispuestos con neta discordancia angular. Destacable es la presencia de fallas inversas, de resaltos a veces superiores a los 6 m., que afectan a estos últimos. Estas fracturas son absorbidas por las capas pliocenas mediante deslizamiento de capa sobre capa (fallas paralelas). Si no fuera por la presencia de aquellos tales accidentes pasarían desapercibidos.

dente es el aspecto dominante del cuadro regional que involucra al anticlinal de la Sierra de Zonda y quizás corresponda a una falla del subsuelo profundo.

Es asimismo muy probable que ella sea genéticamente responsable del pliegue regional que le acompaña.

Si hubiéramos de generalizar, presentando en un sólo ejemplo el cuadro estructural existente en el anticlinal de Zonda, eligiríamos a ese fin el pequeño pliegue ilustrado en la fig. 9. Este puede ser estudiado en el extremo SE del área carteada (fig 1.) y está definido dentro de niveles bajos de la sucesión terciaria.

Según se evidencia en la mencionada fig. 9, puede decirse que las capas, bajo compresión simple, se pliegan y fracturan y estas fracturas se truncan entre sí. *De este modo los terrenos van ganando altura estructural en un proceso en que plegamiento y fracturación se acompañan y reemplazan sucesivamente, sin que haya solución de continuidad entre uno y otro acontecimiento.*

Si supusiéramos a este plieguecito recubierto por unos 10 metros de sedimentos, el cuadro visible en el techo de este paquete sería más sencillo. La diferencia se haría más apreciable todavía si a los 10 m. de sedimentos precipitados, le agregáramos otro peso similar. Algunas fallas desaparecerían por entrecruzamiento y otras serían absorbidas por deslizamiento de capa sobre capa (fallas paralelas).

Las complicaciones visibles en el anticlinal profundamente denudado de los Colorados de Zonda, poco se reflejarían en superficie si el mismo tuviese el total de la cubierta terciaria original. Salvo la falla marginal oriental, varios de los otros accidentes habrían desaparecido, siendo en conjunto, el pliegue mucho más tranquilo y regular.

En consecuencia de lo expuesto, se admite una disarmonía entre configuración estructural de superfi-

cie y profundidad. La ocurrencia de este hecho se produce en el ambiente físico, donde normalmente se originan los pliegues de las rocas sedimentarias. Es decir, donde la cesión por fluencia o flujo plástico tiene valor prácticamente nulo. Además parecería condición necesaria, según las evidencias de los varios casos que he tenido ocasión de estudiar, una cierta, aunque muy variable, intensidad en el grado de plegamiento.

La comarca cuya descripción geológica hemos realizado en las páginas precedentes, tal vez no justificaría por sí misma la atención brindada. A nuestro juicio su valor principal reside en otras circunstancias ya aludidas en la introducción de este escrito. En efecto, parece viable estimar sus particulares condiciones tectónicas como reflejo, en escala reducida, de las características inherentes, cuando menos, a toda la mitad oriental de la Precordillera.

A tal fin y para recalcar estas similitudes serán útiles los cortes geológicos reunidos en la fig. 10. La información en ellos incluida, necesariamente generalizada en razón de la escala empleada al confeccionarlos, ha sido obtenida de itinerarios detallados (escala 1:25.000 hasta 1:5.000).

Los tres perfiles están grandemente espaciados entre sí. El que se muestra hacia la parte superior de la figura, ha sido trazado en la latitud de Huaco, en la parte Norte de la Provincia. El intermedio corresponde al corte del río San Juan y el de abajo reúne observaciones efectuadas a la altura de la Qda. de la Flecha y el curso inferior del río Bachongo.

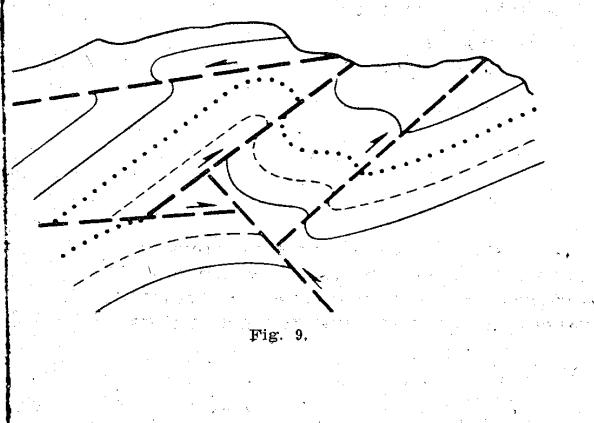
Acotaciones a las figuras 2 y 10

Por razones de continuidad en el desarrollo de los argumentos contenidos en el texto precedente no han podido ser incluidos algunos comentarios complementarios a las informaciones reunidas en las figuras mencionadas en el epígrafe.

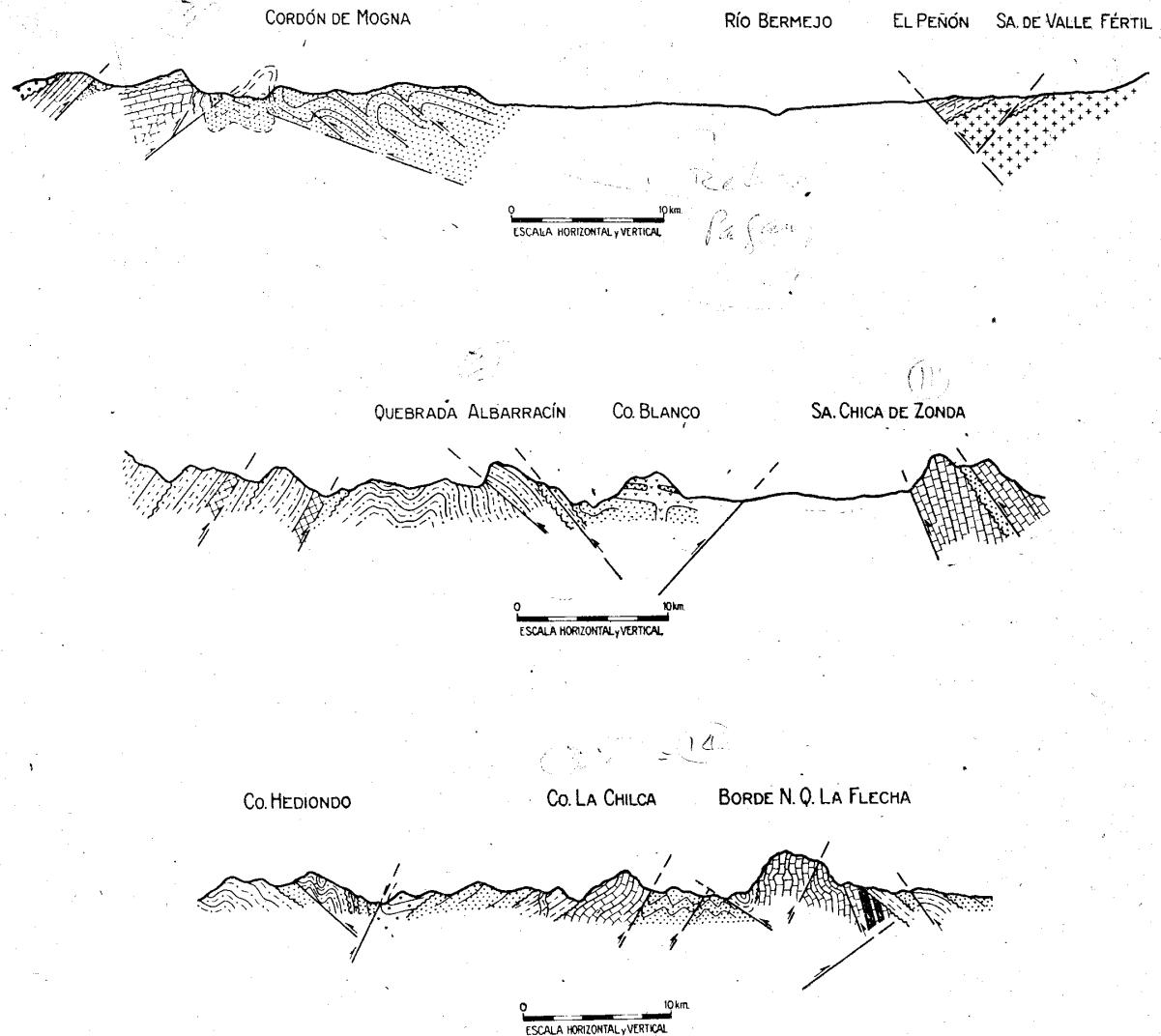
Figura 2. — *Basamento de los Estratos de Paganzo.* — El yacente de los Estratos de Paganzo está compuesto por rocas de muy diferente edad, afectadas de un grado variable de deformación.

De apreciable interés resulta exponer lo que por ahora sabemos acerca de la disposición tectónica de estos terrenos en que se apoyan los Estratos de Paganzo. Si bien ello aún es poco, en comparación al problema total que deberá ser objeto de investigaciones detenidas, no por eso resulta menos sugestiva su consideración.

Por de pronto, si observamos la figura 2 y sus referencias veremos que el yacente de los Estratos de



BOLETIN DE INFORMACIONES PETROLERAS



REFERENCIA

- | | |
|---|--|
| ••• Pleistoceno plegado | ■ Gotlánidico |
| □□□ Plioceno (en el perfil superior se incluyen capas | ■ Cambro-Ordovícico (calizas) |
| Miocenas y quizás más antiguas) | ■ Basamento cristalino |
| ■ Estratos de Paganzo | ROCAS ÍGNEAS |
| ■ Complejo de Punta Negra (Devónico medio a supe- | ■ Porfiritas Post-paleozoicas y Pre-terciarias |
| rior?) | ■ Dacitas del Terciario más alto o del Cuaternario |
| ■ Devónico inferior | bajo |

NOTA: Estos perfiles han sido preparados con el objetivo principal de destacar los rasgos estructurales más importantes. La escala vertical en varios puntos es sólo aproximada, por la falta de mapas acotados. Algunos espesores, por esta misma circunstancia, aparecen exagerados. Otras veces la exageración de espesor fué hecha intencionalmente para hacer viable la representación. Se han incluido en estos perfiles los accidentes principales compatibles con la escala utilizada.

Fig. 10.

Paganzo, a lo largo de los 150 kms. que abarca la correlación, es heterogéneo en composición, extensión, y estructura.

En su extremo oriental tenemos rocas cristalofílicas de edad seguramente Ante-Cámbria (C. Valdivia). No conocemos por observación directa, qué relación guarda este núcleo cristalino con las rocas del Paleozoico inferior. Sabemos con seguridad, en cambio, que el mismo ha formado un alto en tiempos del Anteracídico. Podría pensarse en que lo mismo ha sucedido en tiempos del Paleozoico inferior. No obstante, estudios regionales que por el sur nos llevan lejos dentro de la Provincia de Mendoza y por el Norte se extienden por el bolsón del río Bermejo hasta el límite de San Juan y La Rioja, así como la interpretación geológica de antecedentes geofísicos (valores de la gravedad, sísmica de refracción) sugieren que a su pie corre una importante dislocación de tipo inverso y rumbo NE e inclinada al naciente, de muy antigua data, parcialmente rejuvenecida durante diastrofismos posteriores.

En verdad, este seccionamiento en largas tiras de rumbo NE, limitadas por fallas de análogo carácter, ha podido ser comprobado para el escudo de Pie de Palo (García, De la Mota, Bracaccini) y en general parece ser característico de una faja que en la latitud de la ciudad de San Juan alcanza no menos de 100 kilómetros de ancho (*).

De todos modos y al margen de irregularidades asociadas con la topografía de los antiguos núcleos cristalinos parecería que los mares del Paleozoico inferior, en esta latitud, no se habrían extendido mayormente hacia el naciente.

En los faldeos orientales de la Sierra Chica de Zonda los Estratos de Paganzo se apoyan en una zona de acentuado entremezclamiento tectónico, en cuya composición participan girones de calizas Cambro-Ordovícicas y un conjunto de estratos verde-oscuros tenidos por ahora como Gotlándicos (lo cual está comprobado sólo en pequeña parte) o bien en las calizas Cambro-Ordovícicas de disposición tectónica aparentemente más sencilla. En verdad, todo el cordón de la Sierra Chica de Zonda parece estar formado por una estructura imbricada, cabalgándose sus distintas porciones entre sí a lo largo de fallas inversas, inclinadas al poniente o naciente y de arrumbamiento general NE.

Esta disposición tectónica es anterior a la sedimentación de los Estratos de Paganzo y sobre su mismo

patrón se ha reactivado en tiempos Post-Pliocenos. En efecto, largas fajas o nidos de sedimentos amasados del Plioceno se arrumban con dirección NE dentro del ambiente calizo de la Sierra Chica de Zonda (cruzando la quebrada homónima, al S de la Quebrada de La Laja, etc.).

Importa señalar, para su ulterior consideración, otros dos hechos relacionados con las capas que soportan los Estratos de Paganzo en los faldeos orientales de la Sierra Chica de Zonda.

- a) Los términos estratigráficos más altos implicados en la severa deformación Pre-Paganzo están constituidos por capas Gotlándicas. (*)
- b) Dentro del Gotlándico se presentan camadas de conglomerados, a veces bien redondeados y con buena selección (Río de la Virgencita) otros caóticos y aglomerados por una matrix de esa particular "textustructura" considerada característica de los sedimentos glaciales. De estos últimos aflorantes en el Baño de la Lechuza, Harrington me ha comunicado la presencia de rodados de calizas Cambro-Ordovícicas (muy raros según algunas observaciones que he realizado últimamente). En el Río de la Virgencita ya he citado, hace algún tiempo, la presencia de abundantes rodados de calizas de un tamaño que alcanza hasta el de la cabeza humana (4, pág. 71).

Al Oeste de la Sierra Chica de Zonda, hace su aparición, componiendo el yacente de los Estratos de Paganzo, el Complejo de Punta Negra y esta situación se mantiene hasta más allá del Tambolar.

En todos los lugares de esta vasta porción precordillerana la discordancia presente en la base de los Estratos de Paganzo es muy suave y raramente excede de 1.º o 2.º. La relación se acusa, en muchos afloramientos aislados, por la presencia, dentro de la parte basal del Paganzo, de trozos y aún grandes bloques, del Complejo de Punta Negra. En el conjunto, en cambio, es dable apreciar el truncamiento de las capas del Complejo de Punta Negra.

(*) Consideramos errónea la interpretación de Heim (10) en el sentido de que en la zona de intensa mezcla tectónica estarían representadas capas Devónicas. No se han hallado fósiles y en cuanto atañe a la litología ella es fundamentalmente distinta a la que caracteriza las secciones del Devónico inferior precordillerano. Quizás Heim aludiera, al hablar de Devónico al Complejo de Punta Negra, aunque muchas veces consideró a estos terrenos también como carboníferos. Pero tampoco en este caso ellos estarían presentes en la zona que nos ocupa. Al respecto se recuerda que el Complejo de Punta Negra es de composición litológica bastante característica y que esas condiciones se mantienen inconfundibles por superficies muy grandes. En nuestra opinión, tenemos allí representados solamente el Gotlándico y el Cambro-Ordovícico.

(*) Esta interesante cuestión será abordada en sus detalles mediante una próxima contribución.

Hay que destacar que en el Complejo de Punta Negra se presentan sedimentos de probable origen glacial y que entre sus rodados, cierto que escasos, aparecen trozos de calizas que con muchas posibilidades, corresponden al Cambro-Ordovícico.

En la vertiente occidental del Tontal, volvemos a tener una relación de fuerte discordancia angular entre el Paganzo y los terrenos en que se apoya.

El yacente está formado por capas de edad aún no precisamente establecida, pero que tal vez corresponden a una facies terrígena del Cambro-Ordovícico (*) o del Gotlándico. De todos modos, no aparece aquí el Devónico inferior fosilífero ni tampoco el Complejo de Punta Negra.

La ordenación e interpretación de los antecedentes expuestos, que como dije son todavía escasos en relación al problema a que deben aplicarse, es difícil y de todos modos sólo de valor temporal.

Antes de intentarlo, destacaremos otro hecho adicional comunicado hace poco (6, pág. 174 y siguientes) según el cual existiría un pasaje paulatino del Devónico inferior al Complejo de Punta Negra, acompañado de un progresivo enriquecimiento arenoso de la sección del Devónico inferior, proceso que culmina en la parte más baja del Complejo de Punta Negra, compuesto por potentes bancos de areosas, sin trazas de material pelítico intercalado.

Resumidamente, disponemos de los siguientes elementos de juicio:

- 1.) El yacente de los Estratos de Paganzo muestra condiciones de estructura muy diferentes según los lugares en que se lo observa. En general quedan definidas 3 fajas:
 - a) una oriental de severa tectónica Pre-Paganzo en la que participan desde terrenos Ante-Cárbiticos hasta Gotlándicos inclusive;
 - b) una central, de disposición sencilla y en la que las deformaciones presentes son dominantes de fecha Terciaria y Post-terciaria. En ésta participan terrenos que según el autor (6, *) pueden corresponder al Devónico medio hasta quizás superior (Complejo de Punta Negra);

(*) Posibilidad ésta que fuera expuesta por mí en el año 1946 (4).

(*) A propósito de este trabajo es de advertir que por un olvido al componer el cliché de la figura 3 se omitió incluir la leyenda correspondiente a la referencia. A objeto de salvar tal circunstancia la incluimos aquí. Desde arriba hacia abajo es la siguiente:

Niveles fosilíferos
 Rocas ígneas Terciarias
 Complejo de Punta Negra
 Devónico inferior
 Gotlándico
 Cambro-Ordovícico

- c) faja occidental de tectónica similar a la primera y en la que los términos estratigráficos implicados se representan por el Cambro-Ordovícico en facies terrígena o el Gotlándico.

Es muy posible, e incluso probable, que la delimitación de estas fajas conforme a su historia diastrófica sea más aparente que real y en verdad cabe considerar como casi seguro que ellas se acusan con diferente grado de intensidad de los movimientos, más que por su presencia en unas y su ausencia en otras. Esta es una cuestión a resolver en el futuro, mediante estudios de detalle.

Recordando la presencia de rodados de calizas Cambro-Ordovícicas dentro del Gotlándico de los faldeos orientales de la Sierra Chica de Zonda, se hace necesario admitir un período diastrófico anterior a la sedimentación del Gotlándico. El mismo podría ser responsable de hiato, reconocido desde ya hace tiempo, entre el Ordovícico y el Gotlándico.

Pero en algunos lugares parte de las calizas habrían mantenido emergentes aún durante la época de sedimentación del Complejo de Punta Negra, ya que en sedimentos de éste, fueron hallados trozos de rocas probablemente provenientes de aquéllas.

Los movimientos más importantes han ocurrido sin embargo en un lapso de tiempo que va desde la sedimentación del Gotlándico hasta el comienzo de los Estratos de Paganzo. Su ubicación cronológica, como vemos, es bastante indefinida.

Por de pronto, incluso no sabemos con certeza si su límite superior no debemos extenderlo hasta incluir al Devónico inferior y el Complejo de Punta Negra, que es el límite estratigráfico más alto comprobado para la discordancia en la base de los Estratos de Paganzo. En efecto, podría admitirse que la erosión Pre-Paganzo hubiese barrido todo vestigio de estos depósitos del ámbito que abarca la Sierra Chica de Zonda. No obstante, y atento al carácter de los accidentes tectónicos y la falta total, según nuestros actuales conocimientos, de vestigios de terrenos del Devónico inferior y Complejo de Punta Negra en esa serranía, parece poco plausible admitir esa posibilidad.

En consecuencia es admisible que ya, hacia fines del Gotlándico, se iniciara una facies regresiva en los mares del Paleozoico inferior y que la Sierra Chica fuera asiento de un proceso deformativo que por su intensidad mayor, con respecto a las áreas vecinas en el poniente, podríamos caracterizar como localizado aunque sin pretender con ello, hacerlo exclusivo de

la misma. De este modo ella no habría sido nunca área de sedimentación del Devónico inferior y del Complejo de Punta Negra.

En la faja occidental las ambigüedades son aún de orden mayor ya que ni siquiera conocemos con certeza la edad de los terrenos que soportan los Estratos de Paganzo. En cambio, disponemos de un dato de mucha importancia. En efecto, en la sección de Estratos de Paganzo aflorantes en la Quebrada del Salto, he dado, a pocos metros de su base, con restos de plantas que según el Dr. Frenguelli son indudablemente del Devónico superior (*Protolepidodendron*). Estos mismos restos se presentan aisladamente en la sección e incluso se los halla, acompañado de una probable nueva especie de *Adiantites*, en el excelente nivel guía con *Rhacopteris ovata* Walk.

De esto se deduce que los movimientos creadores de la discordancia presente en la base de los Estratos de Paganzo, habrían culminado antes del epílogo del Devónico. Por lo tanto el Complejo de Punta Negra sería netamente Devónico (medio hasta quizás, en parte, Devónico superior).

Finalmente queda por considerar la faja central.

Desde el Río Jáchal hasta poco al S del Río San Juan puede decirse que se tiene una sucesión de capas del Paleozoico inferior, que si bien queda interrumpida por lagunas estratigráficas, muestra una aparente continuidad hasta epilogar con los 1.000 de sedimentos terrígenos del Complejo de Punta Negra. En éstos, con suave discordancia angular asientan los Estratos de Paganzo, al menos en parte equivalentes, conforme al contenido florístico, a los de las fajas oriental y occidental, respectivamente. Resumiendo los elementos de juicio expuestos al tratar de las 3 fajas o zonas, podríamos aquí definir la edad de la discordancia presente en la base de los Estratos de Paganzo como producida por diastrofismos ocurridos durante el Devónico superior o entre el Devónico medio y superior.

La acentuada discordancia de la base del Paganzo, en el Este y el Oeste de la faja central, correspondería posiblemente a una serie de movimientos que habrían culminado hacia fines del Gotlándico. Paralelamente con estos acontecimientos se habría producido una facies regresiva de los mares del Paleozoico inferior que habría culminado luego de la sedimentación del Complejo de Punta Negra.

Esto implicaría que en las fajas oriental y occidental, emergentes, no se habría depositado ni el Devónico fosilífero ni el Complejo de Punta Negra cuya área de dispersión original, habría quedado restringida a la faja central.

Es de destacar que conforme a lo conocido en el presente, el Gotlándico y el Devónico inferior pierden desarrollo al S del Río San Juan, desconociéndose afloramientos de los mismos, en esta faja central, al S de la Quebrada de Maradona. El Complejo de Punta Negra, en cambio, se propaga con creciente desarrollo hasta la zona limítrofe con Mendoza (Quebrada de Santa Clara), donde se asocia tectónicamente, a girones de calizas Cambro-Ordovícicas.

Finalmente, recalcamos el carácter provisional de las consideraciones expuestas, atento a la insuficiencia de los elementos de juicio disponibles.

2 — Composición y correlación de los Estratos de Paganzo

Los Estratos de Paganzo, aunque discordantes y transgresivos, muestran un grado variable de angularidad en sus relaciones con los terrenos en que se apoyan.

Los valores máximos de esta discrepancia se acusan siempre en aquellos casos en que los tramos inferiores de los Estratos de Paganzo, integrados por sedimentos de origen glacial, alcanzan su mayor desarrollo, verbigracia: Quebrada Grande, El Salto, El Pescadero, etc.

En cambio, no es siempre cierto lo inverso. Es decir, que no en todos los casos en que se halle una espesa sección compuesta por sedimentos glaciales habrá de encontrarse una discordancia angular acentuada en la base del Paganzo. Un ejemplo ilustrativo, a este respecto, se observa en las cabeceras de la Quebrada de Perico y sus afluentes, situados al NNE de Jáchal. En esta porción del territorio sanjuanino, la relación de fuerte discordancia angular queda, conforme a lo que conozco, confinada a las cabeceras de la Quebrada de La Montosa, donde las capas glaciales del Paganzo difieren 90° en el rumbo y unos 80° en el buzamiento con respecto al de las capas en que se apoyan. Estas últimas están integradas por arcillo-esquistos negros, con algunas hiladas de caliza en bancos delgados y de concresciones igualmente calcáreas. No he hallado fósiles en ellos, aunque tampoco los busqué mayormente, y por su litología y relaciones regionales parecería posible considerar los Gotlándicos.

Una relación de fuerte discordancia erosiva se muestra en la afamada localidad de Lomas de los Piojos, cercana a Jáchal. Desde luego que aquélla también está acompañada de una apreciable disposición angular con los estratos en que se apoya, (Post-Devónico de Keidel), pero el rasgo precitado es posiblemente lo más característico en cuanto atañe a las relaciones de los Estratos de Paganzo con su yacente.

Otro detalle de mucha importancia para futuras investigaciones acerca de los centros de dispersión de los glaciares, así como para la interpretación de las direcciones de sus movimientos está dado por la composición de los fragmentos, bloques y rodados que integran las partes clásticas gruesas de las camadas de origen glacial y fluvio-glacial. A este respecto se ha observado, aparte de la presencia de rocas cristalofílicas desconocidas por ahora en la precordillera, particularmente ciertos tipos de gneis, una estrecha delimitación en fajas en la presencia y abundancia relativa de los trozos y bloques de calizas Cambro-Ordovícicas. Estas fajas se arrumban aproximadamente en el sentido del meridiano y si bien su distribución en cierta medida debe corresponder al relieve Pre-Paganzo, la parte sustancial de ese hecho debe atribuirse a la dirección en que se han movido los glaciares.

Hemos aludido ya a las 3 fajas generales en que pueden dividirse los Estratos de Paganzo en el área abarcada por la correlación de la fig. 2. Diremos todavía que ellas se ajustan a las fajas que en igual número hemos distinguido en cuanto hace a la composición y estructura de los terrenos que constituyen su yacente.

Agreguemos finalmente que los términos estratigráficos más altos de los Estratos de Paganzo incluidos en la figura precitada corresponden al extremo NE. En verdad, es posible que parte de las capas rojas y rojizas de las secciones del Cerro Bola y Cerro Valdivia correspondan ya a estratos del Pérmico inferior. Al respecto cabe recordar que Bodenbender (1), menciona del Río de la Mina (que él llamaba de Jejenes) el hallazgo de *Gangamopteris* y *Glossopteris*. En realidad, tales hallazgos no han sido verificados por búsquedas posteriores, pero atento a que el nivel más alto que yo he localizado en dicho perfil correspondería a la zona superior del Carbonífero alto, tal hecho no aparecería como improbable.

Asimismo, en el perfil del Cerro Bola asoma un conglomerado muy característico y similar al que en el perfil de Huaco he denominado Conglomerado Silíceo (4). En esta última zona he admitido la posible correspondencia del mismo, con la base del Pérmico.

En ambas zonas, con la presencia de dicho conglomerado, se asocia un sustancial cambio en el tipo de la litología.

Manteniéndonos siempre en el terreno de la hipótesis de trabajo, incluso puede señalarse que capas presumiblemente Pérmicas, con mayor desarrollo aún que al naciente del Cerro Bola, se hallarían presentes en el clásico perfil del río del Agua o Retamito.

Hemos ya mencionado que aquellas capas que Nesossi atribuyera al Pérmico inferior en Santa Clara (12) y que más tarde Frenguelli colocara en el Pérmico superior (9) probablemente corresponden, según estudios de García y Rolleri, aún no completados, al ambiente del llamado Rético de Norte Mendocino. Este hecho estaría también en armonía con anteriores afirmaciones de Dessanti (7) y sobre todo de acuerdo a los resultados logrados por Bordas (2) en el estudio de restos fósiles de peces, hallados por mí,

Perfil Sierra de Mogna - Sierra del Valle Fértil

Este corte geológico comprende la porción más externa u oriental de la Precordillera en esta latitud, el bolsón intermedio en que debe producirse la vinculación con el ambiente de las Sierras centrales o pampeanas y la porción más occidental de estas últimas.

La Sierra de Valle Fértil, continuación setentrional de la Huerta y con la que se liga geológicamente y orográficamente, se hunde ya en la latitud de la Quebrada del Peñón, en forma acentuada en dirección al N. Tal hecho se continúa y se manifiesta en su cubierta sedimentaria, constituida por Estratos de Paganzo, el llamado "Rético" y diferentes niveles del Terciario. Este hundimiento tiene algunas interrupciones, como en el Cerro Bola donde salen a la superficie partes bajas de la sucesión involucrada, pero la tendencia mencionada puede conceptualizarse persistente con ligeras ondulaciones hasta el portezuelo situado al S de la Sierra de Villa Unión, por donde pasa el tramo de la ruta 40 que une la población homónima con la de Guandacol. En el extremo NE de la Sierra del Valle Fértil propiamente dicha, se apoyan sobre el cristalino los Estratos de Paganzo, portadores de niveles glaciales con restos de plantas, entre los cuales De la Mota halló

Rhacopteris ovata Walk

Sphenoteridium cuneatum Walk

Cyclostigma sp.

Calamites peruvianus Goth.

Esta cubierta sedimentaria del extremo Norte, se completa con terrenos del llamado Rético y describe un amplio arco antecinal, de flanco más empinado en el Oeste, a la vez que fracturado. Sobre este último aspecto debo algunos detalles al Dr. de la Mota. Acerca del gran bolsón del río Bermejo poco puede decirse, pero del conjunto de observaciones regionales parecería posible asumir que una parte del mismo ofrece el carácter de una cuenca bastante honda, en cuyo subsuelo deben poseer desarrollo apreciable los

Estratos de Paganzo, el llamado Rético y capas que atribuimos (Estratos de Móquina) al Terciario bajo. Sobre esto último consultese el cuadro de correlación estratigráfica incluido en (4).

En el cordón de Mogna o Móquina los niveles estratigráficos más bajos posiblemente corresponden al Terciario inferior. En su extremo occidental, por donde corre el valle de Huaco, aparecen capas del Terciario alto, así como Cuaternario plegado. Estos últimos asoman, asimismo, en los últimos contrafuertes orientales.

Las condiciones estructurales de esta ancha faja de capas Terciarias son muy singulares. Se trata de una amplia serranía de plegamiento fuertemente asimétrico, en el que las estructuras anticlinales y sinclinales que le componen, se muestran como angostas y desproporcionadamente largas tiras o fajas, con abruptos cierres estructurales en sus extremos. De la geología superficial se deduce una disarmonía acentuada con las condiciones de profundidad. En nuestro concepto tales estructuras deben reflejar una disposición tectónica más sencilla, estructura en bloques, de las rocas de su yacente. El extremo occidental de este perfil abarca los cordones del Fuerte y la continuación Nord-oriental del Cordón del Agua Negra. Su estratigrafía y tectónica han sido examinados detenidamente en mi trabajo sobre la Precordillera (4).

Perfil del extremo oriental del Río San Juan

Este requiere sólo unas pocas anotaciones complementarias. En la Sierra Chica de Zonda es destacable la repetición tectónica de las calizas con implicación de tiras y trozos de capas Pliocenas. Volando desde Ullum hacia la salida occidental de la Quebrada de Zonda puede observarse en forma magnífica tal fractura que asocia a las calizas de uno y otro bloque a lo largo de una línea neta de aparente discordancia, según la cual las calizas del bloque oriental irían truncando a las del lado occidental. Trozos, girones y fajas de Terciario, van acusando, sin embargo, la verdadera índole del fenómeno.

El valle de Zonda debe encerrar principalmente capas terciarias con amplio desarrollo. Su disposición tectónica probablemente corresponde a un amplio arco sinclinal con algunas fracturaciones y ondulaciones.

Un aspecto que tal vez merezca ser citado se relaciona con las rocas ígneas terciarias.

En general se ha considerado que ellas son rocas efusivas. En verdad, esto no parece ser el caso para las que asoman en la inmediata vecindad del río San Juan (Cerro Blanco y el Puntón o Cerro de la Sal).

El Cerro Blanco corresponde a una sucesión de filones-capas, posiblemente asociados a un "stock", alojados dentro de niveles altos de las capas Pliocenas. En cuanto al Cerro de la Sal o Puntón es un verdadero cuerpo ígneo intrusivo de espléndida forma cónica, ubicado dentro de capas del Devónico inferior fosilífero. Hasta bastante cerca de la cúspide actual pueden observarse girones de la roca encajante, de reducido espesor, afectados por el contacto de la roca ígnea, y decolorados. De suerte que esa afirmación tiene sólido fundamento.

Debemos destacar, asimismo, algunas observaciones relativas a las capas terciarias comprendidas en la mitad oriental del perfil. Dentro de ellas e intercalados a diferente altura existen niveles de rodados de rocas dacíticas, muchas veces poco gastados, y cenizas, definiendo seguramente ciclos sedimentarios asociados con fases de ascenso, en parte acompañadas por nuevas manifestaciones ígneas. Al respecto hay que recordar que dentro de niveles altos de las capas pliocenas, bien por encima de esas camadas, se encuentran alojados vulcanitas y filones capas de rocas ígneas. Estas nunca se extienden hasta afectar los niveles conglomerádicos, parte de los cuales quizás corresponden al Terciario más alto y otros son ya netamente Cuaternarios.

Perfil Cerro Hediondo - La Flecha

Esta sección tiene, sobre las anteriores, un detalle de interés. Este consiste en las evidencias de una severa tectónica Pre-Paganzo que se muestra en su porción más oriental. Aquí capas verduscas (atribuidas al Gotlándico) se entremezclan con girones de calizas Cambro-Ordovícicas, en parte recristalizadas. Las fracturas se ajustan a una disposición similar a las del diastrofismo Terciario-Cuaternario. Tal hecho sugiere una reactivación de viejas disposiciones tectónicas durante este último. Sin embargo, este efecto debe quedar confinado a las áreas en que las rocas anteriores al Paganzo han sido deformadas con cierta intensidad, lo que como ya hemos expuesto en otra parte de esta acotación, se observa en fajas bastante definidas.

Como otro detalle de interés, anotaremos que en las comarcas incluidas en este corte geológico existen numerosas evidencias de movimientos en tiempos muy recientes. Si bien esto no constituye un rasgo particular, porque pruebas de tales acontecimientos están dispersos por toda la vasta superficie precordillerana, los de esta zona muestran un grado particular de intensidad, ya que en ciertos lugares el primer nivel de terrazas se halla fuertemente empinado y en algunas ocasiones hasta sobrepasando la vertical (abatidos).

En este perfil también aparecen algunas vulcanitas que se alojan dentro de las calizas Cambro-Ordovícicas y el Paganzo. Estas rocas han sido ya mencionadas como porfiritas por Stappenbeck, no obstante lo cual

su clasificación es todavía cuestión dudosa ya que la incorporación y asimilación de mucho material de la roca encajante hace dudosa su precisa ubicación petrográfica.

BIBLIOGRAFIA CITADA EN EL TEXTO

- (1) BONDENBENDER, G. — Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las Sierras Centrales de la República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, tomo XVII, ps. 203-264, año 1902, Buenos Aires.
- (2) BORDIAS, A. — Peces triásicos de la Quebrada de Santa Clara (Mendoza y San Juan) Physis, XIX, 453-460, Buenos Aires, 1944.
- (3) BRACACCINI, O. — Los Estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la Sierra de Los Llanos (Pcia. de La Rioja) Revista de la Sociedad Geológica Argentina, tomo I, N.º 1, 1946.
- (4) BRACACCINI, O. — Contribución al conocimiento Geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina. Reimpresión del Boletín de Informaciones Petroleras, 1946.
- (5) BRACACCINI, O. — Sobre la presencia de Carbonífero inferior en la Sierra de Los Llanos (Pcia. de La Rioja) Boletín de Informaciones Petroleras, núm. 281, 1948.
- (6) BRACACCINI, O. — El perfil de Tambolar - Revista de la Asociación Geológica Argentina, tomo IV, N.º 3, 1949.
- (7) DESSANTI, R. N. — Informe geológico de la zona del Cerro de la Cal, Río de Las Peñas y el Borbollón - Mendoza, Dirección General de YPF, 1941 (inédito).
- (8) FRENGUELLI, J. — Apuntes acerca del Paleozoico Superior del Noroeste argentino. Revista del Museo de La Plata (nueva serie) Sección Geología, tomo II págs. 213-265, 1944.
- (9) FRENGUELLI, J. — Consideraciones acerca de la "serie de Paganzo" en las Provincias de San Juan y La Rioja. Revista del Museo de La Plata (nueva serie), Sección Geología, tomo II, págs. 313-376, La Plata, 1946.
- (10) HEIM, A. — Observaciones Tectónicas en la Rincónada, Precordillera de San Juan. - Bol. n.º 64 (N.º 66 SIC) Buenos Aires, 1948.
- (11) KEIDEL, J. — Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan Mendoza. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, tomo XV, N.º 2, 1921.
- (12) NESOSSI, D. — Contribución al conocimiento geológico de Santa Clara, San Juan y Mendoza. Tesis del Museo de La Plata, Buenos Aires, 1945, (inédito).
- (13) STAPPENBECK, R. — La Precordillera de San Juan y Mendoza. Anal. Min. Agric. Sección Geología, Mineralogía y Minería, tomo IV, N.º 3, 1910.

PART II

Algunas consideraciones de Geología Estructural

"La suerte común de todos los trabajos científicos, es la de ser incompletos y estar expuestos a futuras críticas" (1).

G Bondenbender

Nuestros conocimientos acerca de los procesos deformativos y las múltiples variables concurrentes en la tectónica, ya sencilla o asaz compleja, son todavía de carácter muy somero.

En el país es aún difícil abordar cuestiones de esta índole, basados en el conocimiento de ejemplos propios. Falta todavía el carteo regular en escala y extensión necesarios a los numerosos problemas que deben ser estudiados.

Pero como de cualquier modo una manera de encarar estas cuestiones puede consistir en la observación sistemática de los detalles, he considerado oportuno dar a conocer algunas observaciones de esa índole así como las reflexiones y consideraciones que las mismas sugieren.

(1) El terremoto argentino del 27 de octubre de 1894 Coni y Cía., Bs. Aires, 1895.

I) **Valor comparativo de las deformaciones de pequeña magnitud**

Aspectos menudos de geología estructural pueden servir adecuadamente para reemplazar experiencias de laboratorio en los que casi nunca se tiene la certeza de reproducir las condiciones naturales.

Por lo demás, nada impide que aquellos aspectos estructurales visualizados en pequeño se produzcan también en gran escala, ya que exclusión hecha de la magnitud, concurren los mismos elementos litológicos, de ambiente, y agentes deformativos. Desde el punto de vista práctico permiten evacuar y cotejar, con frecuencia en única y clara asociación, elementos de juicio de otro modo dispersos y cuya coordinación resulta muchas veces difícil o imposible por varias causas.

Aún sin participar de los puntos de vista expuestos precedentemente, resultaría recomendable la recolección de observaciones como las aludidas en las líneas que anteceden. Ellas contribuyen a proporcionar un elemento comparativo útil cuando se trata de valorar las consideraciones teóricas que normalmente incluyen los textos de geología estructural. Estas son siempre tratadas sobre la base de experiencias recogidas en los laboratorios de ensayos de resistencia de materiales, con substancias no equiparables a las de la naturaleza en condiciones de esfuerzos, ambiente físico y tiempo, remotamente ligadas a las dominantes en las circunstancias bajo las cuales, generalmente, son deformadas las rocas.

Por último es de advertir otros dos inconvenientes existentes en el tratamiento de estas cuestiones en los libros de texto de la especialidad:

- a) excesiva sistematización con la consiguiente desvinculación de cosas genéticamente ligadas;
- b) amplia generalización, lo que lleva insensiblemente a una conciencia más normativa que inquisitiva.

A este respecto, los pequeños ejemplos de geología estructural que pueden ser observados en cualquier excursión por varios de los ambientes geológicos del país, son probablemente de la mayor utilidad.

II) **Tectónica radial y tangencial**

Si se observan las manifestaciones tectónicas de aquellas regiones consideradas mayormente estables, compuestas de rocas antiguas, afectadas en mayor o menor medida por el metamorfismo regional y que sirvieron de alojamiento a macizos intrusivos de gran magnitud (batolitos), y luego se los compara con los de comarcas esencialmente móviles, con cubiertas

sedimentarias de cierta magnitud, aparentemente existen grandes diferencias entre ellas.

De esta apreciación puramente objetiva de las diferencias entre unas y otras, han surgido los conceptos eminentemente subjetivos con que encabezamos este apartado. Tomando efectos por causas, se han sistematizado aquéllos y reunido éstos bajo dos conceptos que importan diferencias sustanciales en los procesos y en los efectos.

Sin embargo, si estudiamos lo que acontece cuando se asocian terrenos que caracterizan uno y otro tipo de esos ambientes tectónicos supuestamente desconexos, las diferencias no subsisten, sino que por el contrario, las manifestaciones consideradas propias de cada uno de ellos se asocian, se complementan y se reemplazan.

Si se dedica a la recolección de observaciones de esta naturaleza suficiente tiempo, el estudioso paulatinamente irá abrigando mayores dudas acerca de un modo de ver que, lejos de explicarle las dudas iniciales, se las aumentará en medida proporcional a la magnitud de los antecedentes recogidos.

Algo hemos adelantado ya, acerca de estas cuestiones, en la primera parte de este estudio. Traeremos ahora nuevas evidencias que habrán de servirnos, a la vez, para aventurar algunas explicaciones y conclusiones.

Las figuras 11 a 14 inclusive, ilustran ejemplos en pequeña escala, observados en sedimentos poco consolidados o en estratos bien diagenizados. Todos ellos muestran la íntima conexión de fracturas directas e inversas, es decir, supuestas manifestaciones de tectónica radial y tangencial, originadas por un proceso deformativo común.

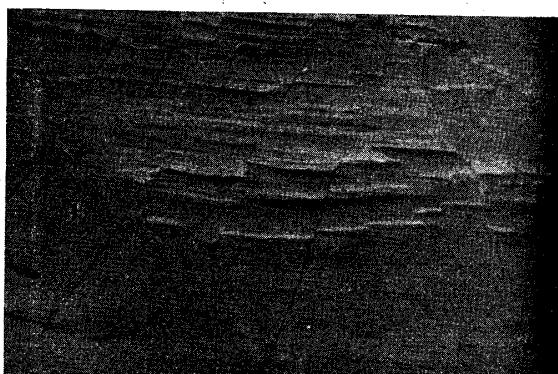


Fig. 11. — Fallas inversas y directas asociadas. Sedimentos glaciacustres, poco diagenizados. Corte del camino de Bariloche a El Bolsón, en las inmediaciones del Cañadón La Mosca.

Herrero Ducloux ha observado fenómenos de esta índole, pero de mucho mayor magnitud, en rocas sedimentarias aflorantes en las zonas de Covuncu Centro (Neuquén) y Refugio (Mendoza).

Cuando coexisten rocas cristalóflicas y cubiertas sedimentarias no muy espesas, pueden registrarse observaciones muy ilustrativas. Hemos aludido ya a algunas de ellas recogidas en la Sierra de Los Llanos y su número podría incrementarse grandemente, basta para dar una idea de los antecedentes recogidos, citar que observaciones de esta índole han sido efectuadas por mí en el extremo N de la S. de Valle Fértil, en el Sudoeste de Pié de Palo, en Chancaní (bordo occidental de la Sierra de Córdoba) en la Sierra de Guasayán, etc.

Es muy ilustrativo, asimismo, que en todo el NO argentino, cuando los núcleos de rocas antiguas se presentan recubiertas por sucesiones sedimentarias,



Fig. 12. — Fallas inversas y directas asociadas. Capas de arenisca azulada del Caloviano. Bajada del Chacay-Co (Neuquén).

éstas adoptan, en sentido general, la disposición de grandes arcos anticlinales, en tanto que cuando se hallan denudados, muestran una disposición en bloques. Ciertamente este hecho no puede significar otra cosa que resultantes diferentes producidos por la particular índole de las rocas deformadas y no distintos procesos deformantes. Si hubiéramos de seguir los criterios convencionales habríamos de aplicar una y otra designación, alternativamente, para una misma región, de idéntica historia geológica, según el grado de denudación sufrido en distintos lugares de la misma, lo que lógicamente carece de sentido.

Algunas cuestiones adicionales relativas a las observaciones e investigaciones expuestas, serán consideradas en otros apartados de esta segunda parte.

Completaremos esta somera reseña acerca de la supuesta tectónica radial y tangencial, con una rápida

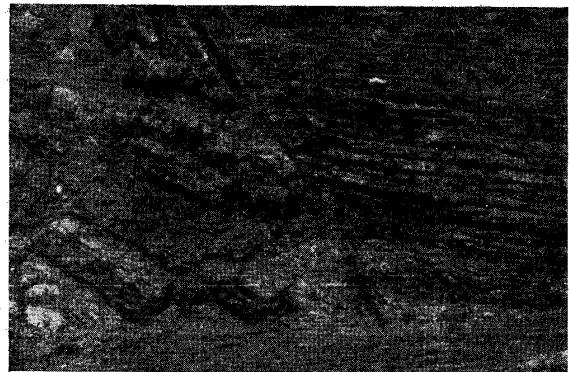


Fig. 13. — Detalle de la figura 12.

ojeadía a una zona sumamente interesante a estos fines.

En efecto, existe en el país una región que, en base a los antecedentes publicados, nadie dudaría en estimarla como ejemplo clásico de tectónica radial. Me refiero a la rica comarca petrolífera de Comodoro Rivadavia.

Este último carácter, precisamente, pone a disposición del geólogo una vasta información obtenida de la perforación de pozos. De esta manera se tiene un amplio conocimiento geológico de una porción de su subsuelo.

Este estilo tectónico puede expresarse en el perfil transversal generalizado de la fig. 15. Un detalle de aquél está incluído, siempre en líneas generales, en la fig. 16. En esta última interpretación, el desarrollo estructural de la parte superior reconoce como elemento directriz el pilar central o fondo sinclinal, señalado con rayado oblicuo. Se evidencia en ella, asimismo, que llegados al punto de convergencia de las fallas accesorias, sólo unas pocas fallas principales continuarían en profundidad.



Fig. 14. — Detalle de la figura 12.

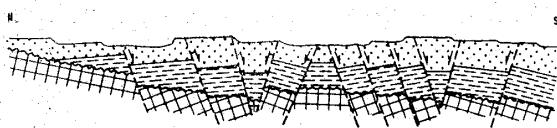


Fig. 15.

Este ejemplo, dentro de su carácter esquemático, puede estimarse representativo para todas las estructuras de Comodoro.

De acuerdo con las ideas expuestas todas las estructuras de esta comarca, serían las resultantes del comportamiento de unas pocas fracturas existentes en un conjunto de terrenos más rígidos, sea por su índole intrínseca o por haber sido deformados previamente.

Huelga destacar que no pretendemos señalar al esquema precipitado como la única explicación de las condiciones estructurales de Comodoro Rivadavia. Ha sido expuesta estimándola como una de las probables explicaciones. Es destacable, sin embargo, el hecho de que con las otras interpretaciones ensayadas, ella tiene en común dos hechos:

- 1.º) Que las fallas tienden a converger en profundidad.
- 2.º) Que las manifestaciones de superficie se relacionen estrechamente con el comportamiento de esas fallas profundas.

En el sentido más general, es posible pues, interpretar a los anticlinales y sinclinales fracturados de Comodoro como el reflejo de movimientos importantes acaecidos en unos pocos bloques profundos. El movimiento de esos bloques pudo ser originado, ya por esfuerzos compresivos simples actuando desde abajo hacia arriba, ya por una combinación algo más compleja de componentes de compresión dentro de un cuadro que incluye la participación de fracturas sesgantes (superficies de corte).

A este respecto son sugestivas algunas comprobaciones realizadas por J. Daniel. Este colega ha descubierto en algunas áreas productivas ciertos desplazamientos axiles muy sugestivos.

Al margen de la naturaleza simple o compleja de los esfuerzos actuantes, lo positivo reside en la circunstancia de que esfuerzos compresivos simples o componentes de compresión, pueden estimarse responsables del cuadro tectónico de Comodoro Rivadavia. En este caso, en relación con otros, considerados típicos resultantes de esfuerzos compresivos, tenemos una diferente dirección en la aplicación de los esfuerzos. Desde los costados en aquellos, desde abajo hacia arriba en estos.

En realidad, en algunos casos, ni esta última condición parece necesaria para producir diferentes manifestaciones. En efecto, cuando pilas sedimentarias de modesto desarrollo yacen sobre rocas de mucho mayor resistencia, es el comportamiento de estas últimas lo que determina el carácter de la deformación de aquéllas.

Si rocas muy resistentes son sometidas a esfuerzas laterales de compresión, numerosos ejemplos señalan que 2 son las direcciones en que se produce la cesión: por fracturación sesgante y ascenso. Esta última, impone un esfuerzo traccional a su cubierta sedimentaria por compresión de abajo hacia arriba y a consecuencia del principio de acción y reacción, también de arriba hacia abajo.

En este planteamiento existe una descomposición de las fuerzas deformantes y si bien actúa la compresión de abajo arriba ello no excluye que los esfuerzos originales hayan sido aplicados desde los costados.

Los esfuerzos sesgantes, por su parte, son responsables del desplazamiento lateral de aquellas estructuras originadas por el amoldamiento, en la cubierta sedimentaria, a las cesiones de las rocas más rígidas de su yacente.

Las precedentes consideraciones, dentro de sus lineamientos generales, que lógicamente tendrán modificaciones más o menos perceptibles según las circunstancias locales, me parecen aplicables para explicar el origen de las estructuras de Comodoro Rivadavia, así como las del Neuquén Central.

Aún si estas ideas no parecieran aceptables, ello no autorizaría a establecer diferencias genéticas, so pena de confundir resultados por causas.

Resumiendo lo expuesto podemos adelantar que, como resultado de numerosas observaciones realizadas

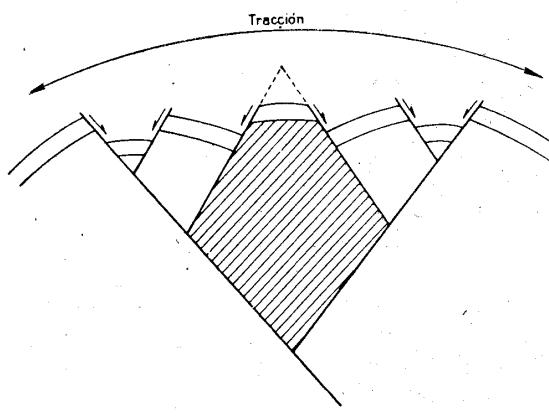


Fig. 16.

en el país, en pequeña y gran escala, parece difícil justificar una distinción entre tectónica radial y tangencial. Condiciones particulares, inherentes a las características físicas de las rocas deformadas y a las proporciones relativas de unas y otras, o a la dirección dominante de los esfuerzos actuantes, determinan resultantes diferentes para procesos deformativos esencialmente análogos.

III) La deformación plástica y la deformación rígida

Las investigaciones estructurales, por favorable que sea la continuidad de los afloramientos, permiten realizar observaciones completas en dos de los tres parámetros que integran el cuadro total de las rocas deformadas. Los dos aludidos se refieren al ancho y largo. El tercero, es decir la profundidad, queda circunscripto a evidencias mayores o menores, según la magnitud de los desniveles que muestre la topografía del área aflorante. De todos modos, siempre se tratará de informaciones de menor proporción escalar, con respecto a las otras dos.

Cuando se desea establecer las condiciones de profundidad, interpretando a tal objeto las observaciones recogidas en los 3 parámetros precitados, se tropieza con una cierta ambigüedad de criterios que se originan sobre todo en el empleo de términos cuyo alcance y propósitos no son siempre claros.

Entre ellos, quizás los más mercedores de un análisis detenido, son los relacionados con la fragilidad y la plasticidad de los terrenos.

Por de pronto y en valores absolutos ambas expresiones adolecen de falta de precisión. No existen rocas totalmente plásticas, como tampoco las hay exclusivamente frágiles.

Para las mismas condiciones de temperatura, presión y tiempo (esto último en el sentido de la duración de su sometimiento a esfuerzos) algunas rocas resultan menos frágiles que otras y viceversa. Pero modificando cualquiera de las variables concurrentes, los términos relativos antedichos pueden desplazarse en uno u otro sentido, e incluso, transmutarse. En una asociación sedimentaria de diferente composición o distinta "textustructura", el carácter intrínseco de cada uno de los paquetes asociados y su desarrollo vertical determinan la relativa plasticidad o fragilidad de cada uno de ellos. Así en una sucesión de areniscas, de las cuales una parte se halle finalmente estratificada y la otra dispuesta en bancos o paquetes espesos, las primeras cederán más fácilmente a la solicitud de los esfuerzos actuantes sobre ellas, que las segundas. En un conjunto sedimen-

tario en que participen capas de sal gema, yeso y arcillas, estas últimas se deformarán rompiéndose más visiblemente que el yeso y éste a su vez, más que la sal. En cambio si tuviéramos sólo yeso y arcilla la diferencia en el comportamiento de ellos sería diferente, al extremo de autorizar el calificativo de deformación plástica del yeso con respecto a la arcilla. Ejemplos de la índole precitada pueden multiplicarse grandemente.

Parecería, incluso, que a juzgar por ciertas experiencias de Cloos (3) algunas deformaciones producidas en rocas conceptuadas eminentemente plásticas, se producen realmente por fracturación.

Esta experiencia de laboratorio se ajusta en sus resultados a deformaciones observadas en el terreno. Es muy frecuente, en paquetes alternantes de arcillas y areniscas plegadas, verificar la existencia de diaclasas en la forma expuesta en el diagrama de la fig. 17. Mientras los paquetes areniscosos quedan afectados por fracturas de tracción, las capas arcillosas, fueron cediendo, siempre en una misma dirección por diaclasas o falsa esquistosidad (ambos procesos tienen una tan íntima vinculación hasta hacer muchas veces embarazoso aplicar uno u otro término).

Según se evidencia de la figura arriba citada, las arcillas se han movido cediendo a la solicitud del esfuerzo plegante en forma mucho más rápida que las areniscas. De tal manera, aquellas no pudieron acompañar a éstas en el proceso del plegamiento solamente por deslizamiento de capa sobre capa, sino que hubieron de seccionarse para acompañar el estiramiento logrado por las arcillas mediante un sinnúmero de diaclasas. No obstante, los hechos referidos no autorizan distinguirlos como producidos por deformación frágil y deformante plástica. Solamente ha existido, en uno y otro tipo de terreno, diferente capacidad para resistir la solicitud de los esfuerzos actuantes.

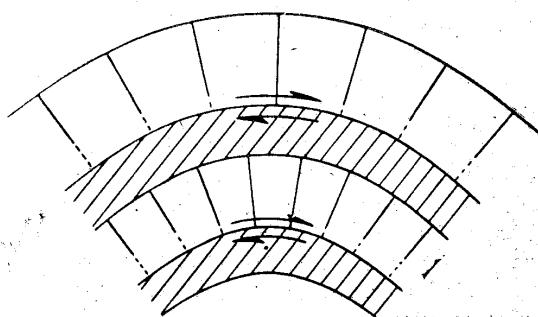


Fig. 17.

Este hecho de la distinta capacidad de los terrenos tiende a crear una desarmonía en los resultados, desarmonía que en ocasiones puede alcanzar proporciones de significación.

Unos pocos ejemplos podrán servir para ilustrar sobre este particular y están expuestos en las figuras 18, 19 y 20.

En una de las zonas petrolíferas del país he conseguido poner en evidencia una desarmonía de esta índole, de apreciable magnitud e importancia práctica. Desgraciadamente, por la índole reservada de la documentación, ella no puede ser expuesta aquí.

En este orden de ideas, merecen ser citadas observaciones realizadas en pilas sedimentarias espesas, donde parte de los sedimentos han sido plegados, estando sobrepuertos por cargas de mucha importancia.

En tal sentido es muy ilustrativo el estudio de las secciones afectadas por los pliegues intensos de las Sierras Sub-Andinas de la Provincia de Salta. Aquí buena parte de los terrenos infrayacentes al Terciario y Antracolítico, atribuidos al Devónico, han estado sometidos a cargas del orden de 20 a 25 mil kilos por cm^2 . Pese a ello, no se han registrado evidencias de flujo plástico, sino que por el contrario, aún tratándose en su mayor parte de sedimentos principalmente arcillosos, acusan claras manifestaciones de una deformación predominantemente rígida. (Fenómenos parciales de recristalización ocurren siempre dentro de arcillas, independientemente de la acción tectónica).

Acerca del tipo y resultantes de la deformación es de mucho provecho la lectura del importante trabajo de J. J. Zunino (9).

Del conjunto de informaciones traídas a colación parece pues justificado admitir que la "cesión" plástica, como fenómeno cabal y dominante, parece excluible del ambiente en que se deforman las rocas sedimentarias, conservando, al término del proceso, su carácter de tales. Parece posible asimismo colegir, que a la carga debe sumarse un mínimo de aumento de temperatura, cuyo incremento debe ser mayor al de la escala geotérmica normal. Cuando tales condiciones se dan, la deformación puede resultar eminentemente plástica, pero en tales circunstancias los sedimentos implicados dejan de ser tales para tomar el rango de rocas metamórficas.

Asimismo, muchas veces, y a causa de la diferente capacidad de los terrenos asociados, se producen ciertos accidentes tectónicos que provocan fracturas difíciles de percibir y que no obstante inciden en forma apreciable sobre las relaciones y persistencia de los

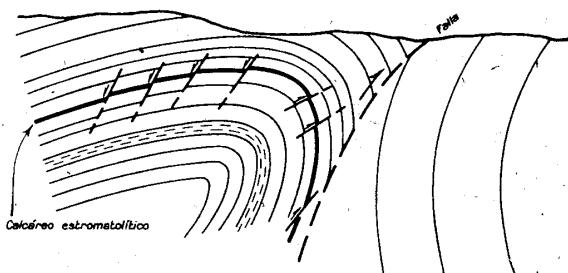


Fig. 18. — Comportamiento diferencial para un mismo tipo de esfuerzo. Capa de caliza intercalada dentro de arcillas arenosas del complejo de las Margas Multicolores. Corte del ferrocarril, cerca de la Estación San Juanito (Jujuy).

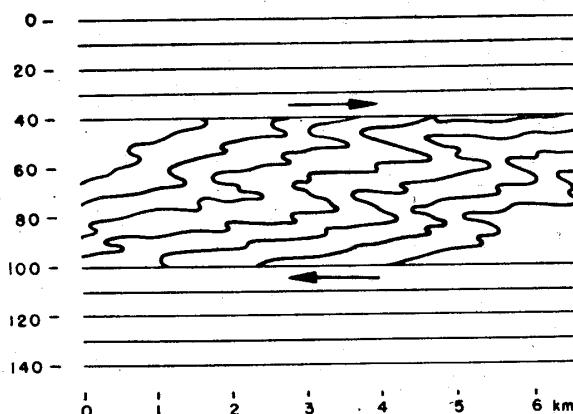


Fig. 19. — En la continuación Norte de la Sierra de Valle Fértil se desarrolla en capas del Antracolítico, el llamado Rético y el Terciario, algunas estructuras anticlinales asimétricas y fracturadas en el poniente.

En el flanco oriental de la correspondiente al C. Rajado, dentro de un conjunto de capas de colores abigarrados, probablemente correspondiente al Terciario bajo, se desarrolla una deformación como la ilustrada en esta figura. Tal accidente, de notable persistencia, debe corresponder a la cabecera de un plano de deslizamiento diferencial de extensión horizontal superior a los 10 kms. El fenómeno se muestra siempre en el mismo nivel estratigráfico, dentro de una sucesión de terrenos uniformemente inclinada al naciente entre 30° y 45°. El ejemplo citado adquiere su máxima expresión en la Qda. de la Vieja Sentada, que se puede alcanzar desde la población riojana de Pagancillo.

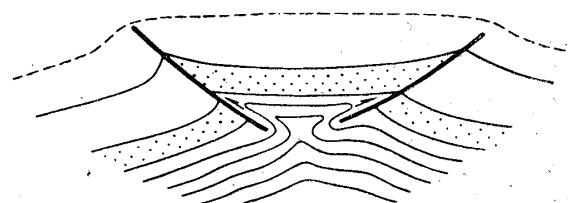


Fig. 20. — Disarmonía deformativa entre lutitas carbonosas y capas de areniscas Antracolíticas. Las fallas, en otros cortes del mismo pliegue aquí figurado desaparecen y el mismo adquiere la conformación de un anticlinal en caja o baúl (señalado con trazo cortado) (Aguadita, Sierra de Los Llanos, La Rioja).

terrenos afectados, creando, sobre todo, anomalías en las relaciones estratigráficas.

Conozco numerosos ejemplos de esta índole, hallados en diferentes comarcas del país.

En la Precordillera de San Juan, se les encuentra, de preferencia, en los flancos largamente tendidos, donde parece faltar la sugerencia de accidentes tectónicos de importancia. Tal hecho hace que tales lugares sean conceptuados como especialmente propicios para las investigaciones estratigráficas y medición de secciones tipo. Huelga destacar los resultados que tales accidentes pueden acarrear.

En las figuras 21 y 22 están exemplificados dos casos, que son suficiente prueba para lo expuesto.

El esquema de la fig. 23 tiende a recalcar las relaciones estratigráficas anormales mostradas en las fotografías precipitadas.

Debo destacar que estos fenómenos son sumamente frecuentes, aunque en general, pasan desapercibidos.

Otras veces estas circunstancias dan la falsa impresión de relaciones discordantes angulares. Así la discordancia intracarbonífera citada por Heim de la zona de Barreal (5) en mi opinión, es de esta índole. Tal modo de ver se basa en un prolífico reconocimiento del lugar y no en la mera consideración crítica de la información publicada por el Dr. Heim.

En la clásica región estadounidense de los Apalaches autores como Campbell (2) y Keith (7) confundieron relaciones similares como discordancias primarias. Lo difícil de advertir la verdadera naturaleza de estas cuestiones llevó incluso a dejar de lado secciones estratigráficas que como la de Safford posteriormente se comprobó somo perfectamente válida.

Estas consideraciones tienden a destacar el comportamiento predominantemente frágil de los sedimentos durante su deformación, de resultar aceptables, tendrían cierta importancia en cuanto indican un criterio para interpretar el desarrollo en profundidad de los terrenos sedimentarios plegados. Según ésta podría admitirse que ellos configuran un desarrollo en pliegues paralelos, es decir, que substancialmente no habría disminución o incremento sensibles de espesores entre paquetes de terrenos depositados originariamente concordantemente y posteriormente plegados.

Las apreciables discrepancias muchas veces encontradas entre las manifestaciones estructurales de superficie y la configuración de los pliegues en profundidad se explica entonces mediante una íntima conexión de arqueamiento y fracturación en el transcurso de un proceso deformativo cuya esencial resul-



Fig. 21. — Relaciones estratigráficas anormales que tienen su origen en un deslizamiento diferencial entre capa y capa (falla paralela) que se inicia hacia el extremo derecho de la figura y pasa a falla inversa muy débilmente inclinada, hacia la izquierda de la figura (recorrido indicado con flechas blancas). A lo largo de la fractura vuelcan aguas mineralizadas que marcan la traza de la misma con sus eflorescencias salinas. Capas del Bayociano - Caloviano en Chacay - Melelhé (Neuquén).

tante es una modificación, reducción o extensión, del espacio originariamente ocupado por los sedimentos afectados. Estos procesos reconocen un cierto patrón o estilo, que salvo en los detalles y a juzgar por las varias observaciones que llevó realizadas, no varía mayormente.

A estas ideas cabría oponer, sin embargo, lo que se observa en los domos de sal. Aunque el núcleo salino con su "cap rock" parecería formado por la extrema movilidad de las capas de sal, no cabe duda de que la estructura resultante es originada en muchísimos casos por deformación frágil de las rocas que cubrían las capas salinas y, a través de las cuales se abrió paso el núcleo o "plug" del domo.

Siempre acompañan a este "plug" fracturas que lo delinean en planta, es decir, tangenciales en el plano horizontal a los bordes del "stock" salino, y fracturas radiales. Es evidente que las capas de sal tuvieron entonces suficiente capacidad como para

abrirse paso, arqueando y rompiendo las rocas de su cubierta. Esta etapa, con la cual por otra parte se vincula la formación del domo de sal, es evidentemente de deformación frágil. El "stock" salino de este modo viene a ser un agente de la transmisión de esfuerzos.

Fenómenos de índole similar suelen ser hallados dentro de la roca encajante, en conexión con el alojamiento de "stocks", lacolitos e incluso batolitos.

En mi opinión ambos grupos de fenómenos, por su misma índole, dudosamente podrían ser esgrimidos en conexión con las ideas expuestas, al tratar de los procesos normales de deformación de sedimentos.

IV) Mecanismo del plegamiento

Consideramos en primer término la aplicación de esfuerzos comprensivos simples a un bloque de rocas graníticas. Dentro de los límites elásticos, es decir, sin alcanzar la deformación permanente o sea mien-

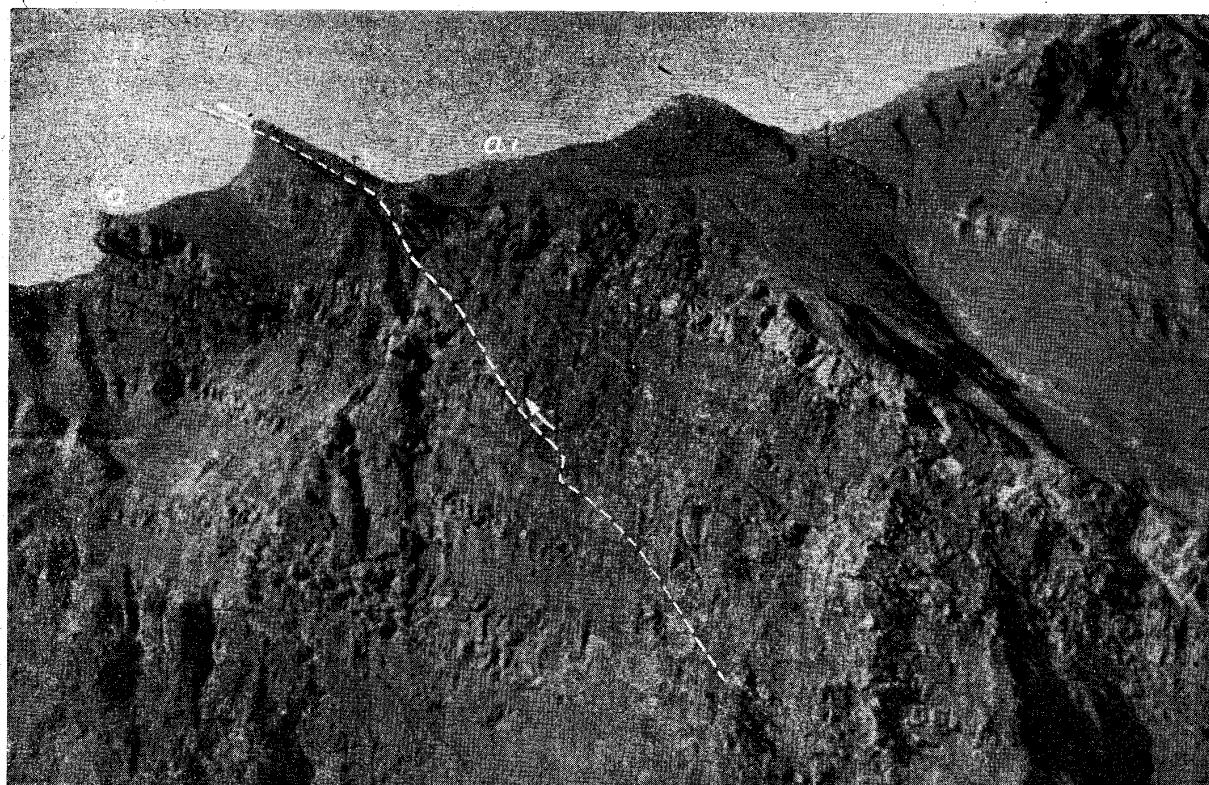


Fig. 22. — Margen izquierdo del Río San Juan, donde lo cruza el puente del camino a Ullún. Una falla paralela, parte inferior derecha de la figura, pasa a longitudinal y con inclinación mayor a la de los estratos que afecta, para extinguirse nuevamente como falla paralela (trazos blancos). Por efecto de este accidente las capas pliocénicas señaladas con *a*, están sobre corridas y repiten la sección *a*. Si este afloramiento fuera examinado en una dirección perpendicular al ilustrado (lo que en este caso particular puede efectuarse) resultaría sumamente difícil apercibirse de la aludida repetición. Este es uno de los frecuentes accidentes asociados a los fenómenos que hemos denominado de "sobreplegamiento".

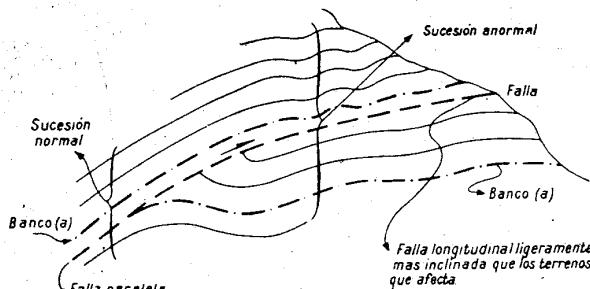


Fig. 23.

tras el proceso se conserve dentro del campo de aplicación de la Ley de Hooke, las tensiones a que está sometido dicho bloque (fig. 24) reconocen los siguientes esfuerzos:

T = tracción

C = esfuerzos comprensivos

S = esfuerzos sesgantes o de corte.

Scrpasado el límite de deformación elástica, si el sometimiento a esfuerzos se produce en condiciones ambientales que no hagan viable la "cesión" plástica, tendremos una deformación por fractura. Conforme a observaciones realizadas en muchos lugares y de los cuales mencionaré solamente la Sierra de los Llanos en la Provincia de La Rioja, tales fracturas se distribuyen en fallas sensiblemente verticales, con componentes de desplazamiento lateral importante y un sinnúmero de accidentes secundarios en forma de fallas subsidiarias de poco resalto e inclinaciones generalmente alrededor de los 45°-60° y diaclasas verticales o inclinadas entre 45° y 60° a más de algunas aproximadamente horizontales.

En el mismo ambiente de rocas cristalinas y a poca distancia de los lugares donde fueron hechas las observaciones precisadas, afloran, recubriendo a aquéllas, retazos de rocas sedimentarias de un espesor máximo cercano a los 200 metros. Estas capas sedimentarias están plegadas, a veces con ángulos acentuados, formando anticlinales y sinclinales de dorso o fondo chato, dispuestos escalonadamente.

No cabe duda acerca de la correspondencia de ambas deformaciones con un mismo ciclo deformativo y a idéntico tipo de esfuerzo.

En consecuencia, puede afirmarse que un mismo tipo de esfuerzo es capaz de crear manifestaciones estructurales diferentes según la naturaleza de las rocas implicadas en el proceso.

Evidencias de este distinto comportamiento son asimismo conocidas de varias otras partes del país.

En la llamada dorsal ⁽¹⁾ del Neuquén ha podido registrarse como las fallas existentes en las cubiertas sedimentarias en aquellos lugares en que las rocas del basamento cristalino se hallan a poca profundidad, se extinguen y son absorbidas rápidamente mediante plegamiento, es decir por fallas paralelas, en cuanto nos alejamos de esos trozos de rocas ígneas sobre-elevados.

En la zona de culminación del yacimiento de Barrancas (Peña de Mendoza) puede verse claramente la influencia de un alto o montaña enterrada de rocas más resistentes que su cubierta sedimentaria.

Pero donde quizás adquiera su máxima expresión este comportamiento diferencial, es en las llamadas Huayquerías de San Carlos y del Este, situadas también en la Provincia de Mendoza.

Aquí se han desarrollado dos enormes anticlinales llamados de las Huayquerías del este, el oriental, y de San Carlos el del poniente. Estas estructuras de rumbo N-S tienen un largo superior a los 50 kms. y están separadas por un sinclinal muy playo, siendo sus dorsos igualmente chatos. En cambio, el flanco oriental de la estructura de Huayquerías del Este y

(1) Según una revisión hecha últimamente me parece probado que esta llamada "dorsal" constituye en tiempo de la sedimentación liásica una zona expondida rápidamente, con unos pocos altos o islas, a partir de un borde o plataforma continental extendida hacia el SE.

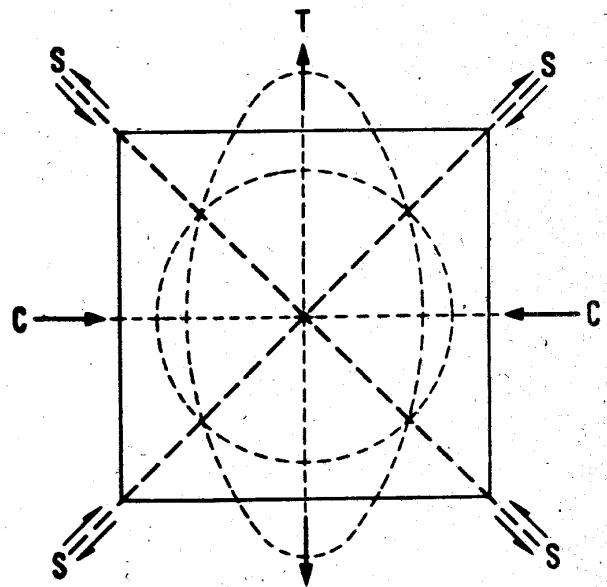


Fig. 24.

el occidental de la de San Carlos, en relación con las inclinaciones dominantes en el resto de cada una de ellas, son marcadamente acentuados.

Estas características hacían suponer la presencia en el subsuelo de un gran bloque de rocas resistentes sobrelevadas a lo largo de fallas de rumbo meridional y cuyas cubiertas sedimentarias se habrían alabeado acompañando dicho proceso. Dos perforaciones de exploración han confirmado esta suposición evidenciando en un caso la presencia de terrenos fuertemente deformados y en otro la existencia de rocas ígneas.

Similares condiciones parecen existir en toda la enorme zona deprimida que se extiende entre las Sierras de Córdoba y de los Llanos. Sabemos por los datos de perforaciones que en toda ella el basamento cristalino se encuentra a poca profundidad e incluso aflora en algunos puntos aislados, como en Nepes. Los retazos de sedimentos que de tanto en tanto aparecen, especialmente en las zonas marginales de ambas Sierras, muestran plegamiento bien acentuado, encontrándose en algunos casos que las capas llegan hasta a disponerse verticalmente. Las Sierras de Córdoba y de los Llanos, aparecen como dos pilares en la actualidad, pero si reconstruyéramos, prolongando por encima de sus partes denudadas la estructura de las rocas sedimentarias de sus bordes, obtendríamos un cuadro cuya característica dominante sería la de una montaña de plegamiento, que incluso podría adquirir el carácter de pliegues fuertemente asimétricos como los comprobó Heim en Paganzo (6), Bracaccini (1), Ramaccioni (8) y García y De la Mota (4) en el extremo Norte de la Sierra de Valle Fértil.

Las observaciones expuestas en las líneas antecedentes sugieren que los pliegues en las rocas sedimentarias corresponden a fallas en los terrenos más rígidos (basamento cristalino, paquetes de rocas más resistentes por su carácter litológico o por su deformación). Esto hace viable admitir que los esfuerzos se transmiten en los terrenos más rígidos y que la deformación total de la pila de terrenos implicados recién se produce cuando se ha superado la capacidad de resistencia de tales terrenos al punto de que ellos se rompen o reactivan viejas dislocaciones.

Contra este modo de ver podrían oponerse los fenómenos de "décollement", con su clásica región del Jura. Sin embargo, aquí el desarrollo está asociado a fallas inversas en las rocas del basamento y los pliegues de sección rectangular (en cajón, en cofre) quedan separados por sinclinales anchos, poco o nada perturbados. Esto pone de manifiesto que el "décollement"

es un fenómeno subsidiario que acentúa los efectos de acomodamiento de los sedimentos a los movimientos de las fallas inversas en el basamento cristalino y no una causa, en sí misma, de la formación de los pliegues.

En escala mucho más modesta indicios de procesos similares son conocidos de la Precordillera de San Juan.

Sentado este diferente comportamiento frente a esfuerzos comunes entre terrenos de apreciable capacidad para transmitir esfuerzos (rocas cristalinas, metamórficas o fuertemente deformadas) y capas de sedimentos poco o nada deformadas, resultaría de mucha interés establecer los motivos que lo originan.

A veces esta discrepancia tiene manifestaciones sencillas como la que ilustra la figura 7. Aquí un simple deslizamiento diferencial entre capas ha producido en las rocas de su cubierta discordante un accidente de cierto valor.

Este ejemplo llama la atención sobre un fenómeno que estimamos de mucha importancia en la explicación del cuadro tectónico de las rocas sedimentarias. En efecto, éstas, por su carácter de tales, están afectadas de discontinuidades físicas, sea por cambio de litología de un paquete se estratos a otro, sea por la estratificación. Estas discontinuidades constituyen planos de debilidad estructural a lo largo de los cuales se resuelven los esfuerzos actuantes. Al respecto es de todos conocidos que los sedimentos se pliegan por deslizamiento de capa sobre capa, es decir, mediante fallas paralelas.

Anomalías producidas por causas diversas en el desarrollo de estos acontecimientos crean diferentes manifestaciones asociadas a un mismo proceso (*). Los resultados se complican aún más si tomamos en consideración el hecho de que en una misma pila deformada pueden estar asociados terrenos de muy diferente capacidad en su sometimiento a esfuerzos. No obstante, en nuestra opinión, en el deslizamiento de capa sobre capa, reside esencialmente la explicación de las muy variadas estructuras que se mues-

(*) Ya hemos visto algunos ejemplos en que el pasaje de fallas paralelas a subparalelas al buzamiento de los estratos pueden crear anomalías estratigráficas de mucha importancia. Agregaremos todavía la comprobación, muchas veces realizada en el ambiente de la Precordillera, de la importancia que como embriones o núcleos de complicaciones parciales ofrecen los pliegues de arrastre. Ellos constituyen, en el proceso del deslizamiento de capa sobre capa, sitios de acumulación de esfuerzos y en consecuencia nada debe extrañar que en muchos casos ellos pasan a fallas, como con frecuencia ocurre.

Mediante procesos similares, aunque de escala mucho mayor, deben originarse los cabalgamientos y truncamientos tectónicos de pliegues, que en esencia, constituyen el resultado final de zonas fuertemente comprimidas.

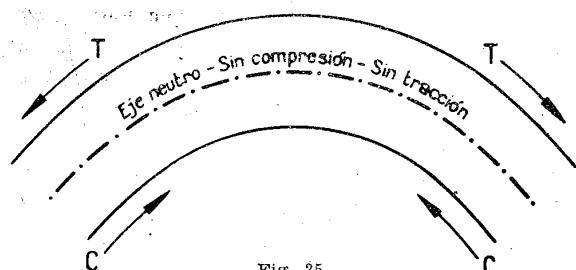


Fig. 25.

tran en las rocas sedimentarias, sin excluir fallas, corrimientos, etc.

Pero como una afirmación de semejante amplitud carecería de valor sin argumentos que la justifiquen, buscaremos de precisar con algunas consideraciones, su verdadero alcance.

Consideremos, por vía de ejemplo, un paquete de sedimentos de unos 5 mil metros de espesor. Analizando el mecanismo del plegamiento, la mayoría de los autores que han abordado la cuestión, equiparan el proceso al pandeo de una viga de aquel espesor.

Conforme a este planteamiento, cierta parte de los terrenos sufrirían un estiramiento y otra parte un acortamiento (fig. 25). El grado de acortamiento y estiramiento estaría estrechamente ligado a la intensidad del pliegue.

Esto significa la existencia, en todo el conjunto de estratos, de esfuerzos compresivos o simplemente compresión, que irá disminuyendo desde abajo hacia arriba, hasta llegar a la línea o eje neutro donde su valor será prácticamente nulo. A partir de tal línea neutra irá incrementándose progresivamente la tracción. De conformidad con esto, la manifestación de tal proceso y distribución de esfuerzos, podría resultar en una estructura como la mostrada en la fig. 26. En verdad esto no parecería corresponder a un hecho real, ya que hasta el presente no conocemos la descripción de fenómenos de esa índole (*).

(*) Wayland E. J. (Some account of the Geology of the Lake Albert Rift Valley, Geogr. Journ. Vol. 58, 1921, pp 344-359), ha expuesto una interpretación de índole semejante, aunque como mera hipótesis.

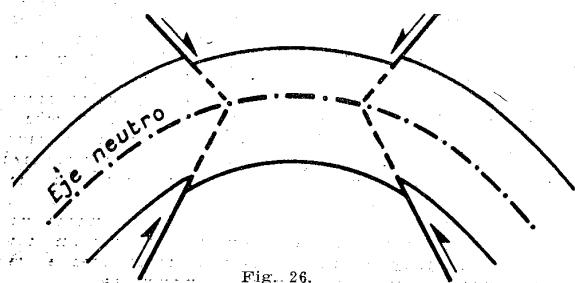


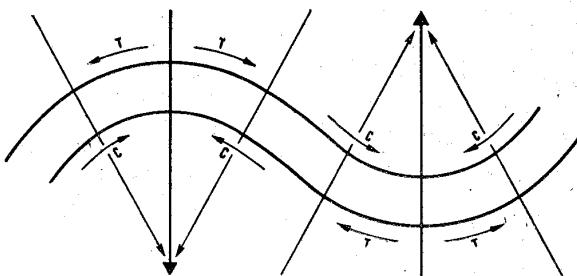
Fig. 26.

A nuestro entender, el planteo arriba esbozado ha omitido considerar dos aspectos importantes:

- 1) La relación del anticlinal con el sinclinal.
- 2) Confinamiento progresivo de las capas desde la superficie hacia la profundidad por efecto de su misma carga.

Si observamos la figura 27 veremos que los supuestos acortamientos y alargamientos se compensan ya que el sinclinal en relación al mecanismo de su plegamiento se comporta esencialmente al revés del anticlinal.

En el área enmarcada por la capa más extensa del sinclinal los esfuerzos compresivos irán creciendo hacia la superficie, y en cambio los mismos en el anticlinal irán en aumento hacia la profundidad. De esto surge una importante deducción corroborada por la práctica, en el sentido de que la estructura sinclinal



T = tracción. C = compresión

Fig. 27.

nal es progresivamente más sencilla en profundidad, al contrario de lo que sucede con los anticlinales. También de esto se colige que del estudio de las características estructurales de un núcleo sinclinal asociado a un anticlinal en superficie puede obtenerse buena idea de los eventuales accidentes que afectan el núcleo anticlinal en profundidad.

De todo ello se hace buen uso en geología del petróleo donde desde hace mucho tiempo es práctica establecer que el control del desarrollo del anticlinal en profundidad está regido por las características de los sinclinales que lo marginan. La fig. 28 muestra en forma generalizada estas relaciones.

Volvamos ahora a la distribución de esfuerzos durante un proceso deformativo. Consideramos a tal objeto que un anticlinal y un sinclinal han alcanzado ya un cierto grado de desarrollo.

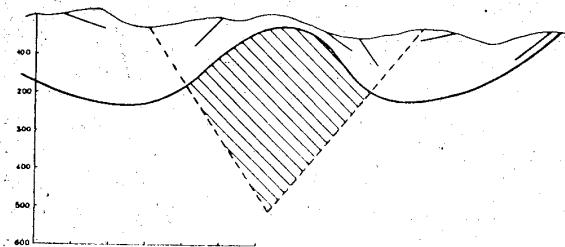


Fig. 28.

Del examen de la figura 29 puede deducirse el desenvolvimiento de una zona de debilidad estructural donde los esfuerzos cortantes serán dominantes, creando lugares de rápido acentuamiento de las pendientes estructurales (inclinación) y rotura de los estratos. Que esto es así, nos lo indican innumerables ejemplos observables en cualquier área del país, donde se presenta plegamiento más o menos intenso de rocas sedimentarias.

Es de todos conocida la trayectoria cilíndrica de las superficies de fallas. Si uno se aboca a la tarea de establecer la razón de ésto descubre rápidamente que ello obedece a la variación en el valor relativo de las componentes del resalto total.

Observaciones hechas en muchos lugares muestran que la componente del resalto vertical en las fallas inversas aumenta de valor progresivamente hacia la superficie. A nuestro juicio, esto constituye una evidencia cabal del efecto, en la resolución de los esfuerzos, del confinamiento por peso de los sedimentos superpuestos.

Incluso esta resolución de los resaltos relativos de las fallas parece que en determinadas circunstancias, cumplidas muy frecuentemente a juzgar por las evidencias, crea tensiones parásitas capaces de originar fracturas conjugadas como las descriptas en la primera parte de este informe y que he hallado, asimismo, en numerosos lugares del NO argentino.

Quedaría por discutir todavía acerca de las razones determinantes por las cuales los pliegues se disponen con regularidad suficiente que permiten, en muchos casos, definir por decenas e incluso centenares de kilómetros la dirección dominante de un sistema de pliegues.

Deformaciones de esta índole y magnitud no pueden quedar desconectadas del comportamiento del conjunto de estratos o del bloque rígido que ha soportado y transmitido los esfuerzos. Hemos aludido ya a las observaciones hechas en el NO argentino donde grandes pliegues de las cubiertas sedimentarias son el

amoldamiento a fracturas, igualmente de singular magnitud, en las rocas del basamento (rocas ígneas, esquistos metamórficos o semi-metamórficos).

También hemos citado el ejemplo del Jura mostrando la estrecha relación que existe entre la tectónica y comportamiento de su basamento y las rocas de su cubierta.

Parece, pues, posible admitir que las intensas complicaciones que muchas veces observamos en las cubiertas sedimentarias son sólo el resultado de un proceso de acortamiento, sea horizontal o vertical, y en consecuencia, de creación de espacio donde ubicar una pila sedimentaria demasiado ancha o espesa para el bloque de basamento que se ha movido diferencialmente. Las dislocaciones de estas rocas del basamento pueden tener muy diferente índole. Durante las etapas iniciales del sometimiento a esfuerzo puede su fracturación alcanzar un grado acentuado de complicación pero en última instancia el sobre-elevamiento final debe realizarse a lo largo de fracturas aproximadamente verticales. Como un ejemplo ilustrativo de esto puede citarse la estructura de los Highlands de Escocia. Ciertamente, éste no ha de ser sino uno de los tantos comportamientos de las rocas del basamento. Por ahora no estamos en situación de analizar en detalle esta cuestión, pero en cambio parece indiscutible el hecho de que el basamento o rocas previamente plegadas y denudadas que soportan una pila sedimentaria posteriormente plegada siempre quedan implicadas en grado mayor o menor en el proceso. Más aún, las evidencias recogidas en el tiempo que llevo acoplando antecedentes sobre la cuestión me animan a expresar este hecho diciendo que *los procesos de plegamiento son la directa consecuencia de accidentes en las rocas de su basamento*. Incluso no parecería fácil excluir de este modo de ver, a las llamadas estructuras de "découlement".

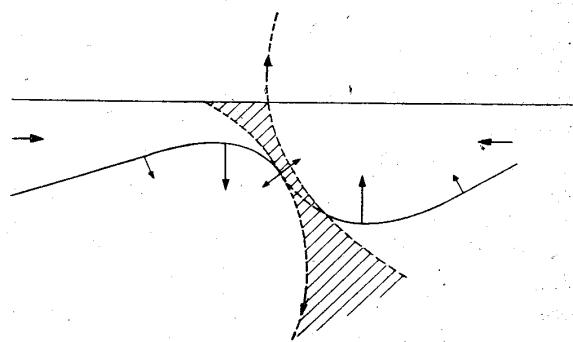


Fig. 29.

V) El concepto de sobreplegamiento

Hemos ya introducido este término en la exposición que precede a este apéndice. En el sentido más amplio, se intenta comprender con él todas aquellas desviaciones del proceso normal de plegamiento. Por causas variadas el deslizamiento de capa sobre capa circunstancialmente no puede desarrollarse y en consecuencia se produce una acumulación de esfuerzo dando lugar a una estructura local que muchas veces pasa a fracturas de mucha importancia. Es posible que todas las fallas inversas que acompañan los plegamientos y que se han originado durante este proceso o como epílogo del mismo, queden comprendidas bajo este concepto. Estimamos que el valor de este modo de ver reside en dos circunstancias:

- 1) destaca la íntima vinculación genética de estas manifestaciones al proceso de plegamiento, con el que circunstancialmente puede intercambiarse, reemplazándose;
- 2) señala la relación de estos accidentes con el proceso de deslizamiento de capa sobre capa, mecanismo mediante el cual se produce el plegamiento de las rocas sedimentarias. Este hecho singulariza estos accidentes en el sentido de que en su gran mayoría los mismos pasan a fallas paralelas o si se quiere, nacen como tales. Este modo de ver simplifica grandemente la interpretación de la configuración en profundidad de muchos pliegues, a la vez que señala la necesidad de ser sumamente cauteloso en la interpretación de anomalías estratigráficas, sea en forma de relaciones de aparente discordancia angular, o en anomalías de desarrollo (supuestos cambios de facies, variaciones de espesor, etc.).

Quizá en algunos casos, ciertas fallas que observamos con gran desarrollo y persistencia en sus características, acompañando sistemas de pliegues, correspondan a fallas del basamento. Pero en general, estas fallas del basamento profundo, como tales, no pasan a las rocas de sus cubiertas. Estas absorben los esfuerzos implicados, plegándose y fracturándose y es el conjunto de todas estas manifestaciones la resultante de aquéllas. La simplicidad que muchas estructuras positivas muestran en superficie, es en general, función del espesor de su cubierta y en consecuencia, sólo aparente. En zonas de compleja disposición tectónica, como es el Norte Argentino, puede apreciarse este hecho relacionado en forma estrecha con el ulterior desmantelamiento por la erosión, de las estructuras originales. No obstante, según se muestra en la

figura n.º 7, a veces parecería posible admitir que algunas fallas de superficie corresponden a deslizamiento entre capas situadas por debajo. Este en un caso particular, ya que los terrenos situados por encima no están plegados. En realidad, el cuadro que muestra la figura aludida parecería una reversión de las ideas expuestas precedentemente. Pero por las particulares condiciones que muestra el accidente, cabe interpretarlo como una excepción aunque ella destaca, por otra parte, la íntima vinculación que existe entre el deslizamiento diferencial de las capas sedimentarias y otros accidentes tectónicos.

VI) Acerca de la nomenclatura y clasificación de las fallas

Todos hemos experimentado, al comienzo de nuestro ejercicio profesional, una cierta sorpresa al intentar aplicar cualquiera de los numerosos ábacos, cartas de alineamiento, fórmulas trigonométricas o tablas de valores calculados a base de ellas, para determinar el espesor de los estratos. Todos constituyen medios muy útiles, precisos y expeditivos tratándose de capas afectadas de rumbos e inclinaciones aproximadamente similares en todo el trecho abarcado por la sección que interesa medir. Pero acontece, por desgracia, que en la naturaleza raramente se dan estas condiciones. Algo similar ocurre con la nomenclatura y clasificación de las fallas. Las actualmente en uso general han sido elaboradas considerando capas horizontales o uniformemente inclinadas. Pero en las zonas de rocas sedimentarias, salvo algunas excepciones, las fallas se ligan genéticamente a pliegues y en estos casos los estratos describen superficies curvas que a veces adquieren bastante complejidad. En circunstancias así, las nomenclaturas vigentes resultan de difícil o dudosa aplicación.

No es nuestro propósito abordar en esta oportunidad un tratamiento detenido de la cuestión, ya que esto constituiría un argumento especial de por sí, haciéndose difícil ensamblarlo con el somero tratamiento de otras cuestiones generales expuestas en este parte del trabajo. Pero habiendo insistido en la conexión estrecha entre pliegues y fallas, oportuno será exponer algunos ejemplos de esto, lo que a su vez implica considerar, aunque sea muy de paso, el argumento comprendido en el título de este apartado.

El resalto total o simplemente resalto de una falla, se integra, según la inclinación de la superficie de falla y de los bloques a uno y otro lado de dicha superficie, por los siguientes componentes para algunos de los varios casos que pueden presentarse.

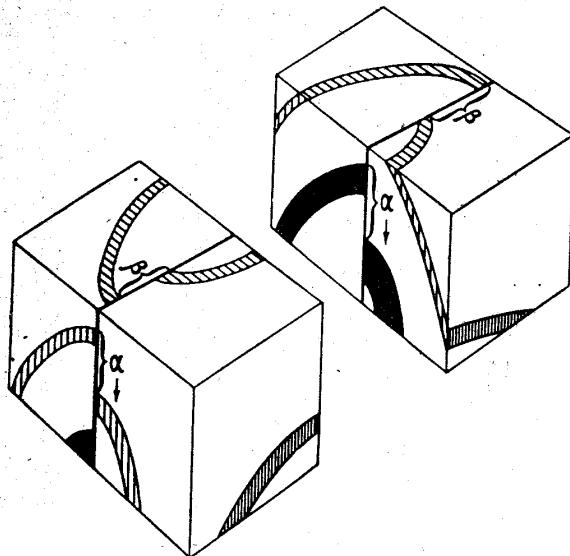


Fig. 30. — El resalto lateral aparente, señalado con β , tiene valor variable hasta nulo en el punto en que la falla corta la porción nuclear de la estructura. Esto da una falsa impresión de falla a pivotar, si se considera aisladamente cualquiera de las dos mitades de la estructura a partir de la porción nuclear donde el valor de la componente lateral es nulo.

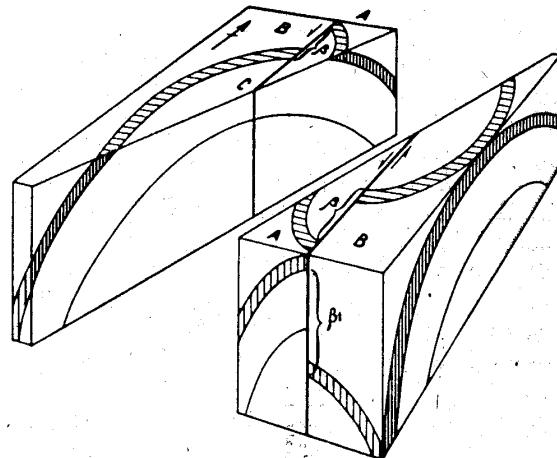


Fig. 31. — En esta figura son de advertir la aparente y perfecta disposición de una falla a pivotar o tijera. Sobre el particular obsérvese en la parte anterior de la misma la posición relativa de los labios alto y bajo señalados con la letra A y B, respectivamente. En el extremo posterior del estereograma, la posición relativa de dichos labios, siempre designados con la misma letra, se ha cambiado. En el punto C, prácticamente no existe rechazo, el cual aumenta de valor progresivamente hacia los extremos anterior y posterior de la figura, pero revertiendo la posición relativa de los labios alto y bajo.

- I) Caso de la superficie de falla vertical
- desplazamiento relativo de los bloques exactamente *coincidente* con el rumbo e inclinación de la superficie de falla (fig. 30)
 - α = resalto vertical
 - β = resalto lateral aparente y variable;
 - desplazamiento relativo de los bloques *paralelo al rumbo* de la superficie de fractura (fig. 31)
 - β = resalto lateral
 - α = resalto vertical variable hasta nulo;
 - desplazamiento relativo de los bloques *no coincidente* con el rumbo e inclinación de la superficie de falla
 - α = resalto vertical variable
 - β = resalto lateral;

- II) Caso de la superficie de falla inclinada
- desplazamiento relativo de los bloques *paralelo a la inclinación* de la superficie de falla (fig. 32)
 - α = resalto vertical
 - γ = resalto horizontal;
 - desplazamiento relativo de los bloques *paralelo al rumbo* de la superficie de falla (fig. 33)
 - β = resalto lateral;

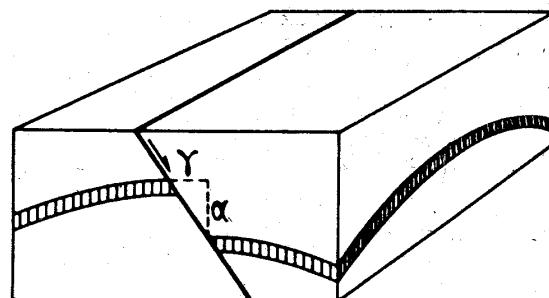


Fig. 32.

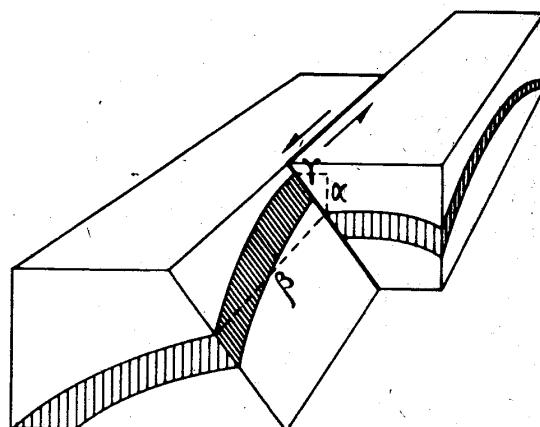


Fig. 33.

β = resalto lateral α = resalto vertical variable γ = resalto horizontal variable;

c) desplazamiento relativo de los bloques *oblicuo al rumbo e inclinación* de la superficie de falla (fig. 34)

 α = resalto vertical γ = resalto lateral β = resalto horizontal

R = resalto total.

Las circunstancias de los varios casos expuestos, cuando asociados a estratos plegados, originan relaciones que muchas veces se clasifican como tipos especiales de fallas, mediante distinciones injustificadas o de aplicación restringida en extremo, o bien provocan una atribución errónea dentro de las clasificaciones actualmente en uso.

Las llamadas fallas rotativas son de difícil explicación mecánica, ya que sería necesario suponer, en el más sencillo de los casos o sea con superficie de falla vertical, un eje de rotación horizontal, perpendicular a su vez a la superficie de fractura. Cuando la superficie de falla es inclinada, para conformar el concepto, la explicación sería aún de índole más compleja, ya que al eje aludido de rotación, habría que sumarle una trayectoria helicoidal de la superficie de falla.

Sin el propósito de negar la posible existencia de tales fallas, es indiscutible que otras condiciones deformativas pueden dar la sensación de fallas adscriptas.

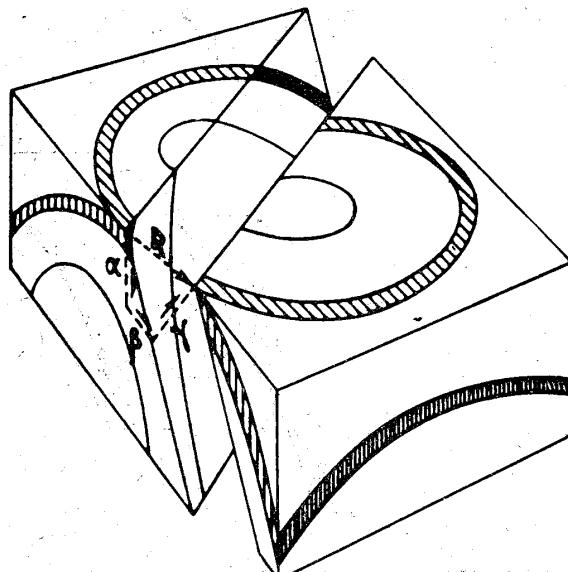


Fig. 34.

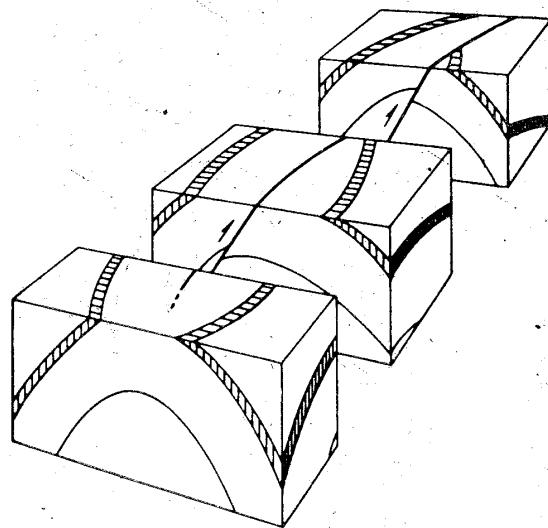


Fig. 35.

tas. Unos pocos ejemplos están implícitos en las figuras 30 a 34, siendo innecesaria aportar antecedentes complementarios.

El empleo de una nomenclatura estrictamente rígida, haría necesario calificar a la falla que se muestra en la figura 35 con diferentes denominaciones a lo largo de su recorrido. En efecto, comienza como falla paralela, luego pasa de longitudinal a oblicua y en el extremo superior de la figura ya es claramente transversal.

A veces acontece, todavía, que a las causas enunciadas se suma el efecto de la componente lateral en el resalto de la falla, lo que combinado con el grado de plegamiento de uno y otro bloque y la relación angular, en el plano horizontal y vertical, entre la superficie de falla y la estructura afectada, provoca un cambio en la posición relativa del labio alto y bajo, respectivamente. Las figuras 36 a 38, ilustran un ejemplo tomado de una de las áreas petrolíferas del país.

En conclusión, cabe adelantar la opinión, basada en los pocos ejemplos expuestos, tomados todos ellos de observaciones en el terreno, que la clasificación geométrica de las fallas, no puede satisfacer en modo alguno las exigencias de una auténtica investigación tectónica. Si bien ella ha llenado un ciclo en el proceso de las investigaciones estructurales, la mejor prueba de que su empleo resulta ya anticuado, reside en la imposibilidad de su aplicación en numerosos casos.

Se impone pues, la búsqueda de otros criterios para la clasificación. Creemos que una más detenida investigación de todos los accidentes estructurales en sus re-

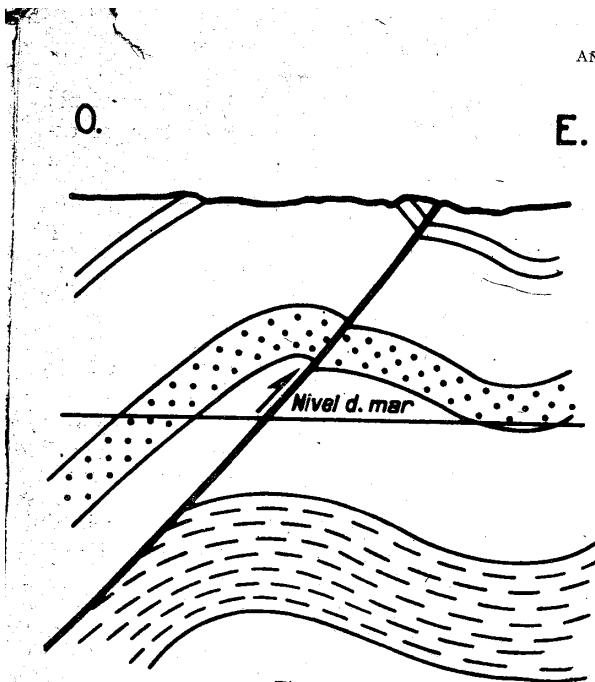


Fig. 36.

laciones mutuas, proporcionarían los elementos necesarios para aquel propósito. No se nos escapa las dificultades y riesgos que tal tarea implicará. A pesar de ello, cabe recordar que en nuestra profesión los problemas son resueltos por el camino de las aproximaciones sucesivas. De esto se deduce la importancia de las hipótesis de trabajo, que en el peor de los casos, siempre han de servir para provocar la formulación de otras mejores.

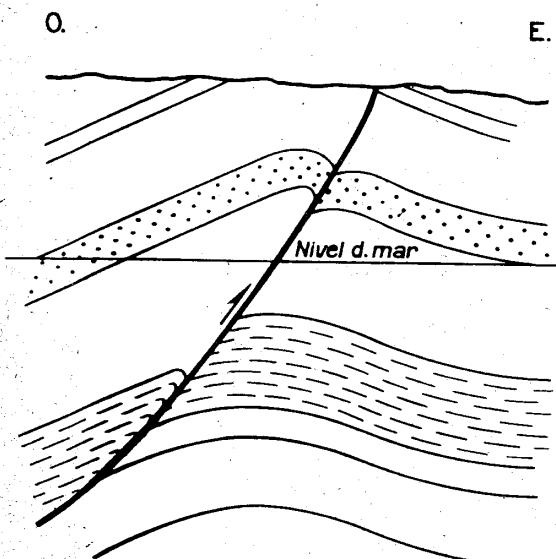


Fig. 37.

VII) Fallas de pequeño y gran ángulo

La distinción entre fallas de pequeño y gran ángulo fué establecida por Bailey Willis. Los fundamentos para la misma son de carácter ambiguo y en consecuencia de valor muy reducido para la interpretación tectónica de las zonas a que se aplican.

Por lo demás, el grado de inclinación de una superficie de falla, particularmente en las que afectan sedimentos, es a veces muy variable, según la posición, en el plano vertical; de la parte examinada.

El uso que se ha venido dando a estas expresiones de fallas de pequeño y gran ángulo, ha ido modificando el propósito original, ya que se ha buscado de caracterizar con ellas determinadas condiciones mecánicas asociadas a la deformación.

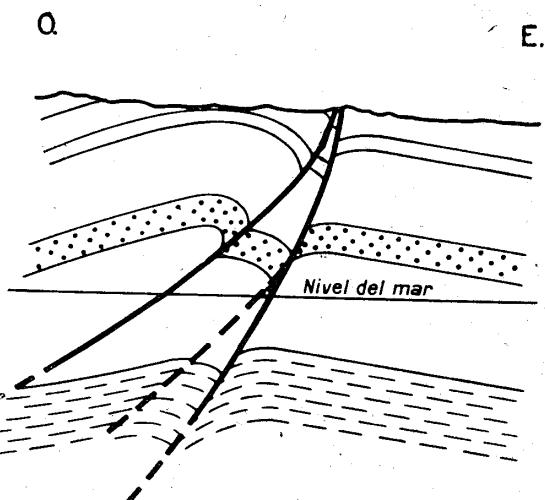


Fig. 38.

En virtud de todo esto creemos oportuno desechar el empleo de tales expresiones, ya que en el estado actual de su aplicación ello constituye, más que la definición de determinadas circunstancias, la expresión de una interpretación personal para un concepto que en sus orígenes carecía ya de significación tectónica precisa.

No obstante, si hubiera de persistir en su empleo, habría que hacer una modificación al concepto original, ya que en aquel, la calificación de falla de pequeño o gran ángulo se refería a la inclinación que la superficie de falla formaba con la horizontal, cosa que puede variar sensiblemente en el transcurso de la historia diastófica de una región.

Si en cambio se aludiese a la relación angular entre la inclinación de los estratos afectados y la superficie

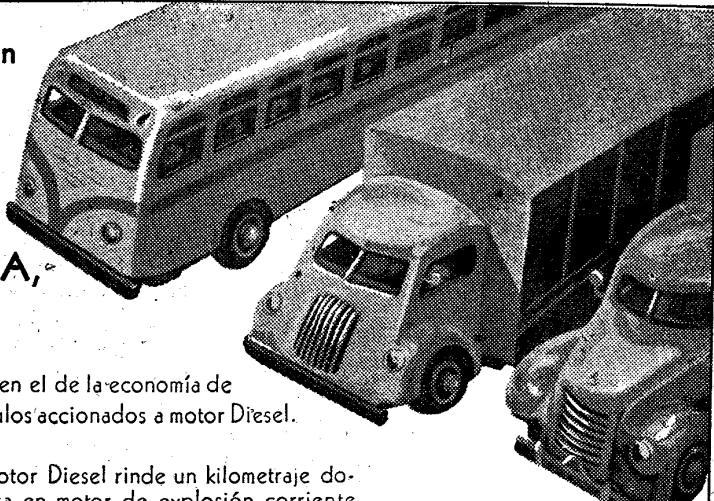
de falla, conseguiríamos mantener esa relación prácticamente invariable, sean cuales fueren, los acontecimientos posteriores. Además, de esta manera expresaríamos de cierto modo relaciones genéticas, siempre dentro de una definición de carácter muy amplio, ya que la

íntima conexión en el origen de las deformaciones por arqueamiento (pliegues) y por fractura, se expresa en ciertas relaciones angulares entre una y otra manifestación.

BIBLIOGRAFIA CITADA EN EL TEXTO

- (1) BRACACCINI, O. — Sobre una gira de estudios en la Provincia de San Juan. Dirección General de YPF, (inédito), 1943.
- (2) CAMPBELL, M. R. — Paleozoic Overlaps in Montgomery and Pulaski Counties, Virginia. Bull. Geol. Soc. America. Vol. 5 (1894), pp 171-190.
- (3) CLOOS, H. — Zur Experimentellen Tektonik, Die Naturwissenschaften, Jhg 18, Hft 34, pp 741-747 - 1930.
- (4) GARCIA, E. y DE LA MOTA, H. — Observaciones geológicas en el flanco oriental del Bolsón Guanadío - Bermejo - Dirección General de YPF (inédito) 1948
- (5) HEIM, A. — Observaciones tectónicas en Barreal, Precordillera de San Juan. Rev. Museo La Plata,
- (6) HEIM, A. — Bosquejo tectónico de la Sierra de Paganzo, Pcia. de La Rioja (Rep. Argentina) Rev. de la Soc. Geológica Argentina, Tomo II, n.º 2, Bs. As., 1947.
- (7) KEITH, A. — Roan Mountain, Tennessee - North Carolina - U. S. Geol. Survey - Geol. Atlas Folio 151 (1907).
- (8) RAMACCIONI, D. — La cuenca "Paganzo-Rético" del Alto Río Bermejo - Dirección General de YPF (inédito) 1944.
- (9) ZUNINO, J. J. — Tectónica de las Estructuras fuertemente comprimidas. Boletín Informaciones Petroleras, n.º 245, 1945, págs. 17-35.

Para la conducción
de pasajeros
y cargas
Señor
TRANSPORTISTA,
Use...



...en su propio beneficio y en el de la economía de combustibles del país vehículos accionados a motor Diesel.

- Tenga presente que:
- Un litro de gas-oil en motor Diesel rinde un kilometraje doble que un litro de nafta en motor de explosión corriente
- Y que un litro de gas-oil cuesta la mitad de un litro de nafta.

ECONOMICE NAFTA

344 - 1945

ESTACION DE SERVICIO
FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA