

ESTRUCTURAS DEL BASAMENTO Y DEL NEO-PALEOZOICO EN LOS CONTRAFUERTES NORD-ORIENTALES DEL CORDON DEL PORTILLO

(PROVINCIA DE MENDOZA)

POR EMILIO F. GONZALEZ DIAZ

ABSTRACT

Proterozoic, Upper Paleozoic formations and Permian intrusions are herein described. The first replaces Stappenbeck's old idea of early Paleozoic metamorphosed rocks ("Paleozoico Inferior Metamorfizado"). "Totoral Formation" is here considered as Lower Carboniferous instead of the old concept of a non metamorphosed Lower Paleozoic formation ("Paleozoico Inferior no Metamorfizado"). For the post Carboniferous effusions a Permian age has been assigned, and Permian-Middle Trias for the granitic batholith of the Cordillera Frontal. The author attempts an explanation by means of overthrusting and high-angle inverse faults structure for the abnormal contacts observed between Proterozoic and Carboniferous formations. The tectonic features here described, replaces Stappenbeck's old thoughts of "aureoles" produced by thermometamorphism of granite bodies in these formations.

INTRODUCCION

El presente trabajo fué realizado como tema de tesis doctoral, para ser presentado ante la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad de La Plata. El trabajo de campaña comprendió el mes de abril de 1954¹; como base topográfica se emplearon las cartas del I. G. M. "Los Arboles" y "Río de Las Tunas" a escala 1 : 50.000, que fueron llevadas a 1 : 25.000 para los fines de estudio.

La zona estudiada se ubica a unos 30 kms al NW de la villa de Tunuyán, en el departamento homónimo de la provincia de Mendoza. Abarca las porciones SE y NE de las hojas 24b (C° Tupungato) y

¹ En dicha época participé como geólogo ayudante del Dr. Jorge Polanski en el relevamiento de las Hojas geológicas 24 b y 25 a, encomendado por la Dirección Nacional de Minería.

25a (Volcán San José), respectivamente. Cubre 230 km² de superficie, estando en su casi totalidad comprendida dentro del ambiente de la Cordillera Frontal; sus límites naturales son: al norte el arroyo de las Cuevas y los cerros Colorados, al S el arroyo del Nabo; al E la llanura pedemontana y hacia el W la parte septentrional del Cordón del Portillo (Cuchilla de los Adobes).

Investigaciones anteriores. — Son muy reducidos los antecedentes geológicos sobre la región; los mismos pueden inferirse de estudios que tratan sobre zonas muy amplias y en forma general, y ocasionalmente en áreas vecinas, pero que no se refieren a la zona de estudio.

Las primeras investigaciones pertenecen a Stappenbeck (1917), quien en su monografía se ocupa únicamente de la parte norte comprendida por la intrusión granítica de los Cerros Colorados que integra el “stock de Las Cuevas”.

Con posterioridad Groeber (1952), en la descripción de la Hoja, Marmolejo alcanza a mapear parcialmente la porción occidental. Ultimamente (1952, 1953 y 1954), las investigaciones se han reanudado merced a los estudios realizados por Polanski (1955) en la Alta Cordillera de Mendoza.

GEOLOGIA

1. BASAMENTO CRISTALINO

El mismo se halla representado por dos complejos, uno de ellos metamórfico y el otro de carácter intrusivo.

A) COMPLEJO METAMÓRFICO

a) *Distribución:* Está mejor desarrollado en la parte occidental, siendo el elemento fundamental de la estructura de las “cuchillas” y “lomas”, denominadas del Medio, de los Padres, de las Mesillas, etc. Integra una amplia faja que alcanza por el norte el arroyo de Las Cuevas y que se une al sur del cerro de Las Peñas con la parte occidental, formando así las cuchillas de Santa María, del Salto y en parte también los cerros Manzano y de Las Peñas. Al norte sus mayores elevaciones se hallan en las cuchillas de Las Peñas, del Manantial de José y de la Loma del Toro.

Al este, el complejo metamórfico aparece por debajo de la curva de nivel de los 1.400 m, limitado al W por un contacto anormal, mien-

tras que al E está cubierto por los depósitos cuaternarios, en especial por el tercer nivel de pie de monte.

b) *Reseña:* Ya Stappenbeck (1917) consideró la existencia, en una zona septentrional vecina, de una única y extensa serie por él adjudicada al Paleozoico Inferior. Por su similitud litológica, debe la misma extenderse a los límites de la región del presente trabajo. Distinguía en ella dos ambientes, el que denominó "Paleozoico Inferior no Metamorfizado" y el "Paleozoico Inferior Metamorfizado". Basaba esta diferenciación en los efectos metamórficos sufridos por éste último, en razón de la actividad de los cuerpos ígneos graníticos emplazados en él, en tanto que la parte que no mostraba tales efectos correspondía al "Paleozoico Inferior no Metamorfizado". Afirmaba que la acción del granito provocó el desarrollo de... "una zona de gneiss, pizarras micáceas e inyectadas y micaesquistos"...

Posteriormente Groeber (1939) reconoce también al "Paleozoico Inferior Metamorfizado", aunque no oculta sus dudas acerca de la edad de estos terrenos supuestamente paleozoicos y su posible atribución al Proterozoico. Dessanti (1945), en su descripción de la estructura de la Sierra Pintada, reconoce una "Serie de la Horqueta"... "separando a estas rocas en una serie única, apartándome de la opinión de los autores anteriores que los repartieron, en cambio, en el Precámbrico, Paleozoico Inferior y Paleozoico Superior"... No adjudica a esta serie una edad exacta por carecer de fósiles determinables.

En 1947, Groeber incorpora estas áreas metamorfizadas al zócalo antiguo, conjuntamente con una diorita cuarcífera intrusiva. Pero recientemente este mismo autor (1952, mapa), adjudica una gran parte del antiguo "Paleozoico Inferior Metamorfizado" al "Antracólítico metamorfizado", circunscribiendo simultáneamente el Basamento Cristalino a un área mucho más reducida.

Polanski (1948-1954), en sus estudios sobre el Bloque de San Rafael y en los correspondientes al relevamiento geológico-económico de hojas en la Alta Cordillera mendocina, actualiza la idea de Avé-Lallemant (1892) acerca de la presencia de rocas antiguas —metamórficas— relacionadas con el diastrofismo hurónico del Proterozoico.

c) *Litología:* Las rocas predominantes en el complejo metamórfico son micacitas a veces sumamente cuarzosas, pasando a ser esquistos cuarzo-micacíticos bandeados y en menor proporción se presentan filitas y cuarcitas.

Ocasionalmente se encuentran esquistos compuestos de cuarzo y

plagioclasas que pasan a ser algo epidóticos por alteración de los feldespatos. El ambiente, dado el predominio ya expuesto de las mica-citas, es bastante monótono.

Predominan en general los colores oscuros pardo-grisáceos, que se aclaran en las metacuarcitas. En ciertos esquistos de grano fino de los alrededores de La Holladita, la coloración es de un tono salmón.

El único indicio de actividad ígnea sobre estas metamorfitas es la existencia de venas y venillas de cuarzo blanco (“cuarzo silicothermal”). Estas venas concuerdan, por lo general, con los planos de esquistosidad o adaptándose en su recorrido tortuoso a los pequeños pliegues presentes en las rocas. En estos casos es evidente que la inyección cuarzosa siguió los planos de menor resistencia. En su trayecto retorcido, el material cuarzoso recuerda a los llamados “pliegues ptigmáticos” (Sederholm). Ocasionalmente su trazado es discordante; por lo general su contacto con la roca de caja es neto, bien nítido, pero a veces el mismo se pierde insensiblemente en la metamorfita, haciéndose difuso. Su ancho, si bien es variable, rara vez supera los diez centímetros.

Para estas rocas inyectadas por el cuarzo... “un buen término sería “venitas”, si no hubiera sido ya empleado por Holmquist en un sentido distinto”... (González Bonorino, 1946). Las mismas no deben ser confundidas con las típicas “arteritas”, en las que el material inyectado es de composición esencialmente granítico. Si bien en la zona se han observado metamorfitas en las que el elemento componente de las venas es cuarzo-feldespático, generalmente es de escasas proyecciones, del tipo lit-par-lit; el aporte de material granítico no alcanza valores que permitan suponer la existencia de rocas de mezcla (migmatitas). El origen de las venas cuarzosas no ha sido aclarado aún totalmente, aunque se supone... “que se han formado por la consolidación de un líquido de composición intermedia entre magmático e hidrotermal, es decir, compuesto esencialmente por sílice, pero con suficiente proporción de agua (20-30 %) como para mantenerse líquido a la temperatura dominante en las rocas, la que, dicho sea de paso, debió ser relativamente elevada. Este líquido ha sido llamado por Bichan (1941, pág. 216) “silicothermal” (González Bonorino, 1946).

Las venas no presentan fenómenos cataclásticos, apareciendo su inyección como sincrónica-tardía con respecto a la tectónica y deformación a que estuvieron sometidos los sedimentos que dieron lugar a las rocas integrantes del Basamento.

Otro tipo de esquisto observado es uno que tiene cierta cantidad de materia carbonosa en forma de grafito; un mineral común, en especial en esos esquistos grafitoides es la pirita. Rara vez se la halla inalterada y esta alteración alcanza grados tan elevados en los esquistos grafitoides, que en ellos queda, como prueba de su anterior presencia el hueco de perfecta forma cúbica, o sea el vaciado del lugar que ocupaba el primitivo cristal.

Orientado por los trabajos y estudios de Eskola (1939) y posteriores de F. Turner (1948) sobre la petrología metamórfica, ubico parte de las metamorfitas reconocidas en el área de estudio en la *facies de esquistos verdes*, correspondientes a un metamorfismo regional, cuyas características mineralógicas indican que la presión ha sido baja y la temperatura moderada. Esta facies se distingue por la abundancia de minerales hidratados de baja temperatura (micas y cloritas) y por la ausencia de granates, piroxenos y anfíboles aluminicos. Hace excepción a esta regla el granate de manganeso, spessartita. En general se incluyen en esta facies todas aquellas rocas que muestran asociaciones mineralógicas, que se originan dentro de los grados de metamorfismo, ubicados por debajo del grado metamórfico en que aparece el almandino en las rocas pelíticas. (F. Turner y J. Verhoogen, 1948).

La presencia de biotita marrón o de la asociación muscovita-clorita permite el establecimiento de dos subfacies dentro de esta facies; una de ellas es de mayor grado dentro de la facies de esquistos verdes, y la otra de menor, a saber: 1) *subfacies de biotita-muscovita*, que corresponde a la antigua *zona de biotita*; y 2) *subfacies de muscovita-clorita*, respectivamente.

La subfacies reconocida en el complejo metamórfico proterozoico corresponde a la primera —subfacies biotita-muscovita—, siendo la asociación mineralógica típica biotita-muscovita-cuarzo (albita-epidoto), provenientes de sedimentos pelíticos con exceso de SiO_2 .

Se ha podido identificar otra facies metamórfica en el área comprendida por la "junta" de los arroyos Rosales y Manzanito. Abarca, dentro de la región estudiada, tal vez mayor desarrollo y corresponde a la facies de *anfíbolita albitica-epidótica*, comprendiendo posiblemente la subfacies cloritoide-almandino de la mencionada facies. Al parecer se prolonga hacia el W y la parte sud-occidental, es decir, fuera del alcance del presente estudio.

La falta material de tiempo, la escala empleada y la extensión del complejo metamórfico impidieron la delimitación exacta de zonas correspondientes a las facies identificadas.

d) *Potencia*: Por las repeticiones tectónicas soportadas por el complejo metamórfico el espesor real aparece aumentado, siendo por lo tanto menor del que aparenta tener. Por ello es lógico suponer que sólo se halla a la vista la parte basal y quizás media del Basamento, habiendo sido eliminada por fenómenos de erosión la parte superior del mismo.

e) *Génesis*: De acuerdo a los datos aportados por los estudios petrográficos¹ de las distintas muestras que integran el zócalo antiguo, se deduce que la materia prima original han sido sedimentos pelíticos algo cuarzosos, que se han depositado en el antiguo geosinclinal proterozoico. Posteriormente éstos mismos sedimentos fueron sometidos a la influencia de un metamorfismo del tipo regional, facilitando así el desarrollo de rocas que presentan una foliación y una esquistosidad acentuada.

Los minerales componentes de esta serie litológica son, en orden de importancia, la biotita, cuarzo, muscovita, clorita, granate y en menor proporción feldespatos, epidoto, apatita y magnetita.

f) *Edad del complejo metamórfico*: Ya en el párrafo correspondiente a Reseña se ha adelantado algo en cuanto a las diversas interpretaciones de los anteriores investigadores en lo concerniente a la posible edad de los terrenos en cuestión. Supongo para los mismos una *edad proterozoica*.

Las conclusiones anteriores de Stappenbeck (1917) y de otros autores, aceptando enormes áreas donde los sedimentos paleozoicos (infrapaleozoicos) habrían sido metamorfizados por los efectos de la intrusión de un gran plutón granítico, no resisten la crítica. Tuve oportunidad de reconocer en varias campañas toda la región comprendida entre el río Tunuyán al sud y el río Mendoza al norte, de la que son partes integrantes los cordones del Portillo, del Guindo, del Plata, Chorrillos, la cuenca del Tupungato, del Plomo, etc. Las únicas manifestaciones efectivas de un metamorfismo de contacto fueron reconocidas bajo la forma de hornfels en un sector del curso del río Tupungato y en las cabeceras del río de las Tunas (contacto del granito del cerro Negro con el Carbónico) y cabeceras del río Tunuyán, donde el cuerpo granítico del cordón de las Delicias, del que es parte integrante el cerro Negro, intruye al Carbónico².

¹ Las descripciones petrográficas correspondientes a este estudio, pueden ser consultadas en la tesis doctoral en la Facultad de C. Naturales (Universidad de La Plata).

² Al hablar del Carbónico en esta región se lo hace en el sentido seguido hasta ahora, es decir, reemplazando al viejo "Paleozoico Inferior no Metamorfizado".

Los principales argumentos objetivos en contra de la teoría de un extensísimo metamorfismo de contacto (Stappenbeck) y de la asignación de una misma edad —Paleozoico Inferior— para los afloramientos de referencia, serán expuestos a continuación. Ellos sirven para la zona del presente trabajo y también para regiones vecinas.

1º No existen en la zona rocas o minerales típicos que permitan interpretar la acción de un metamorfismo de contacto muy extenso, salvo en las reducidas áreas ya enunciadas.

2º No se reconoce al pasaje gradual, transicional —en el supuesto caso de la presencia de una “aureola” de contacto— de las asociaciones mineralógicas, ya sea en sentido horizontal o vertical; al contrario, el pasaje del “Paleozoico Inferior Metamorfizado” —*Proterozoico*— al “Paleozoico Inferior no Metamorfizado” —*Carbónico Inferior*— es abrupto, brusco, siendo más adecuado y sencillo interpretarlo como relaciones anormales, que deben su origen a procesos tectónicos.

3º Las intrusiones graníticas muestran comúnmente en los contactos con las metamorfitas proterozoicas (antiguo “Paleozoico Inferior Metamorfizado”) inclusiones o xenolitos pertenecientes a la roca de caja; los mismos están constituidos por restos englobados de los esquistos cristalinos del complejo metamórfico.

Esto apoya y refuerza mi idea de que la intrusión y emplazamiento del plutón granítico se produjo en un ambiente donde las rocas *tenían ya previamente* un determinado grado metamórfico. Ello elimina la posibilidad de que el metamorfismo que muestran las metamorfitas intruídas se deba a la influencia térmica del granito.

4º Se repite que ocasionalmente se observa la presencia de “rocas córneas” y ello en ambiente Carbónico y no en el Proterozoico; por lo tanto, esas extensas áreas que se han mapeado en la Cordillera Frontal, adjudicadas a “zonas hornfelsizadas”, deberían ser nuevamente controladas.

5º Resulta asimismo difícil de explicar en forma satisfactoria, mediante la idea de un metamorfismo de contacto, la súbita interrupción de las venas del cuarzo “sílicotermal” cuando se pasa del ambiente proterozoico al de la Formación Totoral, equivalente al “Paleozoico Inferior no Metamorfizado”.

6º Por otra parte, las diferencias estructurales que se comprueban en los complejos considerados —metamórfico y sedimentario— niegan en forma terminante la posibilidad de asignar una misma edad (Infrapaleozoica) al antiguo “Paleozoico Inferior Metamorfizado” y “no Metamorfizado”, siendo por lo tanto su diferenciación factible no sólo

por su distinto carácter genético, sino también por sus características estructurales distintas.

Polanski (1954) considera a los terrenos anteriormente adjudicados al "Paleozoico Inferior Metamorfizado" como *proterozoicos*, mientras que al "Paleozoico Inferior no Metamorfizado" lo correlaciona con su "*Formación Tunuyán*" de edad Carbónica. Además, últimamente Fidalgo (tesis en elaboración) ha encontrado en las nacientes del valle del Tunuyán fósiles supracarbónicos, cuya clasificación previa ha permitido reconocer *Linoproductus cora d'Orb*, *Aviculopecten sp*, etc.

La diferenciación de dos entidades geológicas explica en forma más clara y convincente los dos ambientes estructurales reconocidos. Además, la gran extensión abarcada por las meta-rocas hace pensar más bien en procesos metamórficos que tienen su origen en un metamorfismo regional y no, como se suponía antes, en un termometamorfismo. Ya Groeber había expresado sus dudas y objeciones en este sentido, al afirmar que si bien Stappenbeck consideró el metamorfismo presente como debido a un proceso de metamorfismo de contacto... "el ancho de la faja micacítica es enorme"... y por lo tanto es preferible hablar de metamorfismo regional. Por otra parte, el "Paleozoico Inferior Metamorfizado" de Stappenbeck no puede de ninguna manera ser inferido del bien conocido Paleozoico Inferior de San Juan y Mendoza. La ausencia de fósiles en el conjunto metamórfico no debe adjudicarse al metamorfismo, puesto que éste ha sido bastante leve, siendo el representante más bajo, después de la zona de clorita mapeada por algunos autores (F. Turner, 1933) en unas grauvacas del South Westland en Nueva Zelandia.

En conclusión, a pesar de que algunos investigadores asignen el complejo metamórfico al Paleozoico Inferior, hasta que no se encuentren fósiles que prueben en forma fehaciente tal edad, adjudico al mismo una *edad proterozoica*.

B) COMPLEJO INTRUSIVO (ROCAS ULTRABÁSICAS)

a) *Distribución-Litología*: El mismo aflora en el margen occidental y central del área de estudio. Constituye gran parte de la estructura del cerro Don Rocha (3.000 m). Es integrante de un gran complejo ultrabásico, que se extiende con rumbo general norte-sud desde la cuchilla de los Adobes hacia el norte, llegando un poco al sud de la junta del río de las Tunas con el Santa Clara.

Litológicamente está constituido por esquistos antofilíticos, talcosos,

tremolíticos, serpentínicos y unas rocas en las que la olivina es un mineral común.

El cuerpo intrusivo adopta una configuración que recuerda la forma de un huso, presentando su mayor desarrollo en sentido norte-sud, amoldándose su máxima elongación al rumbo de la esquistosidad de la roca de caja (metamorfitas del proterozoico). El eje mayor del "huso" muestra rumbo N 10°E, siendo la inclinación de los esquistos verdes del cuerpo ultrabásico algo más acentuada que en la roca albergante; por lo tanto es concordante, teniendo un carácter intrusivo o por lo menos hipabisal.

La presencia de rocas talcosas o de asociaciones tales como actinolita-clorita permiten suponer que la roca de origen fué ultrabásica (peridotitas?) y que un proceso metasomático de muy baja temperatura y de naturaleza compleja —que comprende hidratación, silicatación, migración hacia el exterior de MgO, metasomatismo de calcio, etc.—, condujo al desarrollo de tales productos finales.

Tal proceso metasomático es generalmente considerado como no-autometasomático (Turner, 1948), siendo atribuído a la acción de soluciones acuosas diluídas, con cierta temperatura, que emanan de cuerpos intrusivos de magmas ácidos (granito) o de otras fuentes. Se conocen ejemplos tales como las rocas talcosas de Cobb River (N. Zelandia), donde la única fuente útil de las soluciones que causan el metasomatismo parece ser el cuerpo ultrabásico mismo. La roca de origen es una serpentina, pero la peridotita no serpentinizada puede también ser convertida en esquisto talcoso ("soapstone"), ya sea directamente o a través de un estado intermedio de metamorfismo hidrotermal, señalado por el desarrollo transitorio de la asociación actinolita-clorita (Turner, 1948).

Aceptando que el cuerpo ígneo de donde provinieron estas soluciones metasomatizantes sería el "stock de las Cuevas", el metamorfismo se desarrolló dentro de una facies de muy baja temperatura, en este caso facies de esquistos verdes, motivando el pasaje de las rocas ultrabásicas (peridotitas?) al tipo de esquistos verdes reconocidos en la periferia del cuerpo, esquistos talcosos, actinolíticos, etc... Esto puede darse por cierto, dado que la serpentina, talco, actinolita, clorita, cuarzo y magnesita son fases estables en sistemas de composición apropiada bajo las condiciones físicas, que corresponden a la facies de esquistos verdes.

Un perfil de la zona del cerro Don Rocha —completado por observaciones de Polanski— permite reconocer su litología e interpretar

sus relaciones estructurales. El perfil (fig. 5) de rumbo E-W es el siguiente:

1. Micasitas biotítico-cuarzosas, profusamente inyectadas por el cuarzo "silicothermal", que a menudo forma "ptigmas". El rumbo de la esquistosidad es constante a lo largo de todo el cuerpo: N 15°E, con un buzamiento de 50° al naciente. Las venas cuarzosas se cortan súbitamente en el contacto con la roca ultrabásica.
2. Esquistos verdes de 10-14 m de potencia. Está compuesto por esquistos antofilíticos y tremolíticos que a veces se hacen talcosos. La esquistosidad visible se corresponde perfectamente con la que muestran las meta-rocas proterozoicas.
3. Roca oscura, bastante densa y sumamente tenaz, de tipo ultrabásico (peridotitas?); con zonas de alteración en serpentina, y metacristales de magnetita.
4. Hornblendita?, aparentemente secundaria, derivada posiblemente de la peridotita.
5. Esquistos verdes; están cortados por una falla.
6. Serpentinita magnetífera con zona de oficalcita. Existe una transición de la misma en forma gradual hacia una roca olivínica.
7. Roca olivínica (peridotita muy alterada?) que presenta fenómenos de serpentización. Con restos de piroxenos y olivinas.
8. Zonas de segregaciones distribuidas irregularmente, que motivaron la realización de labores mineras, con el propósito de explorar el mineral de hierro (magnetita).
9. Esquistos del complejo metamórfico inyectados por el cuarzo "silicothermal". Su rumbo es N 15°E y la inclinación 50°W.

b) Sus relaciones: Al igual que la mayoría de las intrusiones ultrabásicas reconocidas, la forma prevaleciente de este cuerpo (peridotítico?) es alargada y lenticular, tendiendo la masa a ser concordante con la roca albergante.

No existe posibilidad, al presente, de poder expedirse en forma definitiva acerca del mecanismo de su emplazamiento; solamente puede reconocerse un cuerpo ígneo sintectónico, implantado con posterioridad a la inyección y plegamiento de las venas cuarzosas, es decir, en uno de los últimos "pulsos" de la tectónica antigua.

Cabe recordar que en la literatura geológica del país los cuerpos

ultrabásicos han sido ubicados en el Precámbrico o con gran reserva en el Paleozoico Inferior. Así Harrington (1953), en su descripción de la Hoja 22c (Ramblón), acepta con dudas la edad "paleozoica inferior" de unas intrusivas ultrabásicas que "...perforan a las meta-sedimentitas de la Facies Cortaderas". Los cuerpos son también concordantes y de forma lenticular. Harrington cree que tal vez sea correcto considerarlos proterozoicos.

2. PALEOZOICO INFERIOR?

VULCANITAS PRE-CARBÓNICAS.

a) *Ubicación:* Se encuentran emplazadas siempre en ambientes proterozoicos, en especial en la faja occidental, donde constituyen diques de largo recorrido.

El rumbo general de los mismos es N 5°-10°E, si bien en la parte sud de la alargada zona central del complejo metamórfico, los diques hacen un pequeño giro hacia el cuadrante Este, tomando entonces un rumbo N 20°-25°E. Esta leve variación tendría su explicación en que la misma se halla controlada por procesos tectónicos. Efectivamente, no sería improbable que los diques en esa zona estuvieran implantados en una escama proterozoica que ha sido desplazada algo al ENE con respecto a la occidental, por los acontecimientos que se desarrollaron durante el ciclo hercínico. Las vulcanitas se han emplazado, siguiendo zonas de menor resistencia, representadas en este caso por las líneas de esquistosidad y foliación de las rocas del Basamento, siendo por lo tanto concordantes con ellas. Presentan una inclinación general al naciente (55°-70°), aunque a veces se las encuentra adoptando una posición vertical o subvertical; el ancho de los mismos es muy variable, siendo el máximo observado 50-60 m y su longitud no supera los 7 km.

Estos diques son característicos para toda el área occidental y centro-sud del Proterozoico; resaltan en el terreno formando cornisas o farellones que se destacan por sus tonos más claros en el monótono color oscuro del antiguo zócalo.

b) *Litología:* Por lo general se trata de cuerpos cuya composición varía entre granítica y granodiorítica. La estructura es porfírica, mostrando grandes fenocristales de cuarzo y feldespatos alcalinos, dispersados en una pasta que generalmente es microcristalina y en algunos

casos llega a ser afanítica. Sus colores, comúnmente claros, van desde un tono gris-rosado al gris-blancuzco.

La determinación exacta de los feldespatos alcalinos componentes de las vulcanitas pre-carbónicas es sumamente difícil de lograr, en razón del alto grado de alteración que presentan. Se los considerará como *pórfiros granitoides*. Aparentemente es posible la diferenciación de dos generaciones de cristales, una de ellas, la que forma la "pasta", entra en el campo de la composición granítica, mientras que los individuos mayores corresponden más bien a una naturaleza granodiorítica.

c) *Edad*: El problema de la edad del emplazamiento de estas vulcanitas no ha sido satisfactoriamente resuelto, según opinión del autor, por la razón de lo reducido del área estudiada y el hecho de que los diques sólo aparecen en el complejo metamórfico.

Lo evidente es que las vulcanitas se han implantado con posterioridad a los procesos metamórficos que afectaron a las metamorfitas proterozoicas, como así también con respecto al ciclo tectónico antiguo. Provisoriamente puede ubicárseles en el lapso que media entre el Proterozoico y la deposición de las sedimentitas carbónicas, habiendo sido regido su emplazamiento por las líneas estructurales del complejo antiguo. Ello se comprueba por su ausencia de los terrenos carbónicos y por la presencia de rodados pertenecientes a las vulcanitas, en los conglomerados y areniscas conglomerádicas de la Formación Totoral.

Se incluye dentro de este capítulo a dos pequeños cuerpos intrusivos de carácter hipabisal, que afloran en la parte superior de la cuchilla de las Peñas, en las cercanías del portezuelo homónimo. También se emplazan en el Basamento. Son *pórfiros dioríticos* con un alto grado de alteración (spilitización). Sus fenocristales han sido identificados con reserva como plagioclasas del tipo oligo-andesina, además de un anfíbol sumamente alterado y biotita, que está parcialmente reemplazada por clorita.

En vista de lo reducido del afloramiento y la pobreza de datos objetivos respecto a las relaciones con las demás formaciones geológicas reconocidas, me inclino —con toda la reserva del caso— a incluirlas conjuntamente con las vulcanitas precarbónicas.

3. PALEOZOICO SUPERIOR

A) FORMACIÓN TOTORAL (CARBÓNICO INFERIOR?)

a) *Distribución*: Se presenta en afloramientos aislados, a veces desconectados entre sí a consecuencia de procesos erosivos o tectónicos, configurándose así cuatro bloques estructurales.

I) *Bloque oriental*: constituye una faja de amplio desarrollo nortesud, comprendiendo el afloramiento más completo —que ha dado el nombre a la formación— y que se encuentra en la quebrada del Totoral.

II) *Bloque del portezuelo de las Peñas*: son asomos aislados, reducidos, ubicados al sud del cerro homónimo, en la parte superior de la cuchilla de las Peñas.

III) *Bloque occidental*: situado al este de la cuchilla de los Padres. Está limitado al sur y al norte por dos cuerpos graníticos (el del cerro Bayo y de las Cuevas, respectivamente).

IV) *Bloque central*: se ubica al norte de la cuchilla de la Virgen, estando separado por líneas tectónicas de la faja central proterozoica y del bloque oriental carbónico.

Este complejo sedimentario está formado por sedimentos depositados en un mar de poca profundidad, posiblemente costero.

La denominación de la Formación Totoral proviene de la quebrada homónima, situada al sudeste de la zona de estudio, dentro del bloque oriental, donde ha sido levantado un extenso perfil a pasos y brújula — casi 5 km — enfrentándose con la dificultad de que en este lugar los afloramientos son discontinuos¹.

Por debajo de los remanentes del segundo nivel de pie de monte, integrado por bloques de hasta 1,50 m de diámetro de granito de color rosado, de grano muy fino (cerro Corral), rodados de las metamorfitas del Basamento, con venas del cuarzo “silicotermal”, clastos menores de este mismo cuarzo y las variadas vulcanitas que corresponden al ciclo efusivo post-carbónico, aparece el *Proterozoico* (Complejo Metamórfico) representado por las metamorfitas cuarzo-micáceas; el rumbo del mismo es N 20°E, 45°NW.

Le sigue una zona de taludes, derrumbes que se extiende por unos

¹ Por razones de espacio no se incluye el dibujo correspondiente, sino simplemente un pequeño esquema.

150 metros; en ese tramo se ha marcado una falla inferida que se pone de manifiesto más al norte, formando una larga escarpa a todo lo largo de la Hoja 24b.

Pasando ese tramo cubierto afloran las sedimentitas de la *Formación Totoral*, presentándose por lo general en forma desconectada, por la presencia de restos del segundo nivel de pie de monte, que la ocultan parcialmente de la observación directa.

En su primera parte el rumbo general de la mencionada Formación es $N20^{\circ}-25^{\circ}W$ y su inclinación oscila entre los 35° y 60° al SW. En esta parte se emplazan dos pequeños diques andesíticos que atraviesan discordantemente al Carbónico. Se distinguen variados juegos de fallas predominando las del tipo inverso. Son comunes las zonas de amasamiento.

Aproximadamente unos 1.000 metros aguas arriba ya se pone de manifiesto el Complejo Basáltico en forma de un delgado dique que perfora una cuarcita clara, masiva. 100 metros más adelante se observa un brusco cambio en la inclinación y rumbo de los sedimentos. Efectivamente, el rumbo cambia hacia el cuadrante E y la inclinación de los estratos es al SE en lugar del SW, como ocurría hasta ahora. Es común hallar $RN20^{\circ}E, 30^{\circ}SE$.

Luego nos encontramos con una formación de carácter volcánico hipabisal, denominada por el autor *Complejo Basáltico*, que ha sido incluida en el grupo de las Vulcanitas Post-Carbónicas. El cuerpo principal tiene un desarrollo aproximado en superficie de unos 500 metros. Es tratado con más detalle en el capítulo correspondiente.

Le sigue una zona de talud que se prolonga durante 700 metros con asomos aislados de cuarcitas y areniscas mal estratificadas y posteriormente reaparece en forma continua la Formación Totoral. El conjunto sedimentario tiene aquí rumbo $N65^{\circ}-45^{\circ}W, 45^{\circ}-50^{\circ}NW$. Poco antes de llegar a la zona de influencia del granito del Cerro Corral, en la cota de 1.560 metros se ubica el último afloramiento carbónico en la quebrada del Totoral, constituido por cuarcitas con intercalaciones lutíticas de rumbo $N40^{\circ}W, 65^{\circ}NE$. Las mismas se hallan intruidas por apófisis graníticas del stock del Cerro Corral.

Litología: Está integrada por conglomerados, areniscas, areniscas cuarcíticas, ortocuarcitas, limolitas y lutitas.

Los conglomerados están formados esencialmente por clastos que representan rocas del Basamento antiguo, rodados del cuarzo "sílico-termal" y de material componente de las Vulcanitas precarbónicas.

Los rodados son subredondeados, alcanzando un máximo tamaño de 20 cm de diámetro, los conglomerados son oligo y polimícticos, con predominio de estos últimos. Por lo general los oligomícticos están siempre compuestos por rodaditos pequeños de cuarzo blanco muy redondeados, envueltos en una matriz silícea oscura.

Algunos bancos conglomerádicos hacen recordar a depósitos glaciales (tilitas) por sus clastos angulosos, su matriz fina de colores fuertes, pero nada permite inferir una relación directa con dicho tipo de sedimentos.

Las areniscas ocasionalmente son feldespáticas y por lo común micáceas. Sus tonos son blancos, gris-claro hasta alcanzar el color gris oscuro; a veces forman bancos de dos o tres metros de espesor entre capas de sedimentos poco resistentes a la erosión, constituyendo tabiques o cornisas que sobresalen en el conjunto sedimentario. No todas las areniscas observadas son masivas, sino que también se encuentran las del tipo friable.

El promedio del grano es mediano, aunque se anotan valores que los acercan a las sabulitas. Esto ocurre cerca de los conglomerados, hallándose el elemento transicional de una arenisca conglomerádica.

En algunos lugares se han reconocido areniscas con un alto grado de fisilidad, que permite su fácil separación en "lajas" de pocos centímetros de espesor.

Las lutitas, de colores abigarrados, con perfecto desarrollo de fisilidad en ciertos casos, constituyen el grupo sedimentario de mayor extensión. Es común la presencia en ellas de micropliegues (ondulitas?). Normalmente son algo micáceas.

Las limolitas son masivas, de fracturación típicamente concoidal y de colores oscuros alcanzando a veces el negro.

La ausencia de bancos-guías, como también la repetición de los estratos (esto relacionado con los sobreescurrecimientos) no permite tener una idea aproximada de la potencia inicial de la Formación Totoral; puede admitirse, sin embargo, que el espesor es menor del que aparenta tener en el terreno.

Las relaciones de las sedimentitas carbónicas con las formaciones vecinas metamórficas (Basamento) muestran siempre un contacto anormal, fallas inversas, sobreescurrecimientos, no habiendo hallado en la zona un contacto primario entre dichos conjuntos litológicos.

Con respecto a la actividad ígnea posterior, la "Serie Volcánica post-carbónica" muestra su carácter discordante y a veces intrusivo con las rocas carbónicas plegadas.

El complejo granítico suprapérmico-infratriásico, posterior a los procesos tectónicos que afectaron a la Formación Totoral, también intruye discordantemente a las sedimentitas de referencia.

El Carbónico está cubierto discordantemente por la Formación Portezuelo Ancho; sus relaciones serán tratadas con mayor detalle al describir la formación mencionada. También se halla separado por discordancia erosiva del primero y segundo nivel de pie de monte, como asimismo del loess cuartario.

Fósiles: Aunque se ha podido comprobar en forma fehaciente la existencia de restos fósiles en la Formación Totoral, los mismos tienen un valor relativo para el establecimiento de correlaciones de índole estratigráfica.

Algunos corresponden a pequeños braquiópodos del género *Orbiculoidea* sp., *Lingula* sp., de escaso valor estratigráfico. En la colección de referencia hay varios ejemplares que probablemente pertenezcan a los géneros *Carbonicola* sp., sin que su estado de conservación permita identificarlos con seguridad. Existen también restos de bivalvos que son adjudicados provisoriamente al género *Naiadites*¹.

El reducido afloramiento fosilífero donde se encontraron estos restos, se halla en la margen izquierda del arroyo Totoral a la altura de los 1.390 metros. Es un delgado estrato de unos 10 cm de potencia, compuesto por una limolita muy compacta, con algunas intercalaciones de color verde aceituna claro, algo micáceas. La roca es algo micácea, de color marrón claro con bandas algo más oscuras.

En el resto del área abarcada por el presente trabajo no se hallaron indicios de fósiles a excepción de unas impresiones que aparecen en unas lutitas de color borravino oscuro, que afloran en la falda oriental del cerro Laja. Las mismas, con mucha reserva podrían ser consideradas como "algas".

Edad: De lo expuesto en los párrafos precedentes, de la interpretación de los perfiles estudiados, como también de la comparación de la Formación Totoral con los "Estratos del Imperial", de Dessanti, en especial con su "Grupo Inferior", el autor ubica provisoriamente a la Formación Totoral en el Carbónico Inferior (Mississippiano), hasta que el hallazgo de fósiles característicos confirme o no la edad adjudicada.

Dessanti logró merced a la presencia de *Cyrtospirifer leoncitensis* Harr., *Septosyringothyris keideli* (Harr.), etc.... fijar la correlación

¹ La clasificación de los mismos fué realizada por el Dr. Arturo J. Amos.

de sus "Estratos del Imperial" con el Carbónico Inferior. Los fósiles precitados fueron hallados en "una brecha fosilífera lenticular", intercalada en bancos de areniscas de grano grueso.

Al igual que el autor del presente trabajo, Dessanti también encontró en "unos esquistos arcillosos micáceos" (= a las limolitas con intercalaciones arcillosas micáceas, de color verde aceituna), restos de *Orbiculoidea* sp. y *Lingula* sp. La mayor riqueza en restos paleontológicos también aparecieron en concreciones dentro de los "esquistos" mencionados. Además dicho autor reconoció contactos anormales (fallas inversas de alto grado) entre el Proterozoico y el Carbónico, teniendo por otra parte, la fortuna de ubicar contactos primarios entre estos dos complejos.

B) SERIE VOLCÁNICA POST-CARBÓNICA (PÉRMICA?)

Está constituida por rocas efusivas e hipabisales de carácter ácido y básico, hasta intermedio, con leve predominio de este último en cuanto a su desarrollo superficial.

Se dividen estas vulcanitas en cuatro complejos:

- I) *Complejo Basáltico*
- II) *Brecha Mesosilícea*
- III) *Complejo Dacítico-Andesítico*
- IV) *Complejo Riolítico*

I) *Complejo Basáltico*: sus manifestaciones se encuentran en la parte norte sobre el arroyo de las Cuevas, cerca de su desembocadura en el arroyo Villegas y en el curso medio del arroyo Totoral. Este último, que constituye el afloramiento más completo, será descripto a continuación.

El cuerpo principal es de reducido tamaño, con su eje mayor orientado en sentido E-W. Es discordante con respecto a las sedimentitas de la Formación Totoral en las que se emplazó. Ya antes de llegar a la masa mayor — en altura de 1.400 m — se tienen indicios de su presencia. En efecto unos 100 m antes se halla un delgado dique de 0,40 m de ancho que intruye a las ortocuarcitas carbónicas.

Aguas arriba aparece el cuerpo principal del complejo distinguiéndose en él cambios laterales de facies.

La roca-tipo de este complejo es un basalto porfírico, que pasa a un pórfiro basáltico propilitizado, que presenta manchas verdosas que resaltan sobre el tono negruzco de la roca; ello indica un proceso de

epidotización intenso. Al observar al microscopio algunas muestras, se pudo comprobar el reemplazo de las plagioclasas básicas por albita (u oligoclasa).

Podrían relacionarse estos procesos presentes en esta muestra y en otras recogidas en el ambiente del Complejo Basáltico, con fenómenos similares a los que se desarrollan durante la "spillitización".

Algunos autores explican el carácter más ácido de las plagioclasas en los basaltos normales como consecuencia de cambios post-volcánicos o juveniles pneumatolíticos de la roca, siendo en general fenómenos deutéricos, que dan lugar al reemplazo de las plagioclasas más básicas por albita u oligoclasa, o sea la acidificación de las plagioclasas. Ellos son llamados indistintamente "autolíticos", "pneumatolíticos" o "autometamórficos". Sargent (en Turner, 1948) halla el origen de estas rocas en el autometamorfismo ("autolysis") de basaltos normales. En cuanto al origen metasomático de la albita presente en las rocas "spillitizadas", muchos autores están de acuerdo y favorecen la hipótesis de Bailey y Grabham, de que la albitización ha sido realizada a través de una solución concentrada de carbonato de sodio. En apoyo de este punto de vista, están los experimentos de Eskola, Vuoristo y Rankama (en Turner, 1948).

Como ya se indicó en párrafos anteriores, el otro afloramiento correspondiente al Complejo Basáltico se ubica en el tramo inferior del arroyo de las Cuevas. Allí, al llegar a un punto intermedio entre los 1.500-1.550 m, existe una pequeña quebrada de rumbo general nortesur, donde aparece el dique básico unos 100 m quebrada adentro. Está orientado en sentido W-E y su potencia alcanza a los 30-40 m, siendo la roca un *pórfiro basáltico*.

II) *Brecha Mesosilíceas*: Macroscópicamente es una roca de color verde, con fenocristales más oscuros de anfíbol, plagioclasas y restos de rocas volcánicas englobadas.

Se manifiesta en un único y reducido afloramiento. Este aparece en la cuchilla Cuesta de los Padres, aproximadamente a los 2.250 m de altura; forma un cuerpo principal con varias apófisis, emplazado en una arenisca cuarcítica de la Formación Totoral. Una de esas apófisis aparece con rumbo SW-NE en el basamento, donde después de cierto recorrido desaparece, reapareciendo más al NE ya en pleno ambiente del Carbónico.

III) *Complejo Dacítico-Andesítico*: en este complejo se reconocen dos facies basadas en leves diferencias petrográficas.

Una de ellas —*dacítica*— forma dos reducidos cuerpos intrusivos, de los cuales el de mayor desarrollo superficial asoma en el curso medio de la quebrada de la cuchilla Alta, algo al nordeste del cerro homónimo. El menor aparece en la quebrada del arroyo de las Minas — en altura de 1.500 m — perforando discordantemente a las sedimentitas de la Formación Totoral, proyectando varios diques, que aparentemente no afectan al Proterozoico vecino.

La facies restante —*andesítica*— es descripta macroscópicamente en base a un perfil levantado en el área típica para esta facies. Esta se ubica en el Rincón del Totoral, al sur del arroyo homónimo y algo al oeste del puesto Rincón del Totoral.

El perfil comienza con una roca básica del tipo de las vulcanitas que integran el Complejo Basáltico del arroyo Totoral, le sigue la facies andesítica y termina con una serie más ácida — Complejo Riolítico — que se describirá posteriormente. El perfil continúa con:

a) Toba de andesita de color gris oscuro, con cristales tabulares de una plagioclasa de tonos grises claros. La base de la roca es muy oscura no permitiendo ello la identificación macroscópica de ningún componente mineralógico. La roca presenta además zonas de propilitización; algunos núcleos oscuros están compuestos por biotita. Las pequeñas fisuras que se observan en la roca están rellenas por calca hidrotermal. Hay, por otra parte, trozos de roca englobados, correspondientes al parecer al Complejo Basáltico.

b) Roca andesítica algo más oscura; en medio de la pasta se ven cristallitos de pirita; la biotita forma núcleos que resaltan por sus tonos más oscuros sobre el color general de la roca. Aquí también la propilitización es avanzada.

c) Andesita afanítica de color negro, que sólo deja ver individuos aislados de plagioclasas y el producto de alteración de algunos máficos (óxidos de hierro). Al binocular se reconoce la existencia de biotita en vías de descomposición.

d) Andesita de color verde grisáceo de carácter afanítico, con aislados individuos de plagioclasas. La propilitización es notable. Los máficos posiblemente presentes son criptocristalinos, siendo el único indicio de su presencia las manchas, producto de su alteración. Estas son de color amarillo-pardusco. Hay escasos y pequeños cristales de magnetita.

e) Andesita biotítica con aspecto porfiroide. Entre el color negruzco de la base destacan plagioclasas tabulares de color blanquecino. La biotita forma núcleos más o menos frescos.

f) Andesita de color rojizo con cristales muy diminutos de plagioclasas; la biotita está bastante alterada.

g) Toba litoide andesítica de color violáceo oscuro. Algunos de sus litos mayores son trozos de una andesita de color rojizo.

h) En medio de esta toba se intercala un dique vertical de pórfiro dacítico?. Su coloración es blanca; se observan cristales límpidos de cuarzo, aislados en medio de una pasta afanítica.

En esta última se hallan elementos feldespáticos y biotita.

A continuación se encuentra el Complejo Riolítico.

Otro afloramiento correspondiente a la facies andesítica se ubica en la parte nordoriental, sobre la quebrada Sillón al norte de los cerros Laja y de los Pájaros. La roca es de tonalidades azules, violáceas llegando a veces a un tono verdoso claro. Es una toba brechosa algo alterada de carácter andesítico.

IV) *Complejo Riolítico*: Como ya se adelantó, el mismo es parte integrante del complejo efusivo que aflora en el Rincón del Totoral, formando su porción más occidental. Siguiendo la descripción macroscópica del perfil anterior se encuentra:

a) Pórfiro riolítico de color verde-negrusco.

b) Gran apófisis granítica del cerro Corral que se intercala en medio del Complejo Riolítico. La potencia de ella es de unos 200 m, siendo su rumbo general NW-SE.

c) Riolita gris-azulada bastante afanítica.

d) Riolitas violáceas, brechosas, que se encuentran al llegar al portezuelo y que se extienden por más de 2.000 m hacia el Oeste.

Edad: Groeber, en base a observaciones propias y de otros autores, acepta la presencia de grandes acumulaciones de rocas efusivas — constituidas por dos ciclos volcánicos que comienzan ambos con efusiones de carácter básico y andesítico, llegando finalmente a tipos ácidos (riolitas). Según este autor el primer ciclo es de edad suprapérmica hasta infratriásica y se halla confinado al área de los movimientos pérmicos — es decir, a la Precordillera de San Juan y Mendoza y sus prolongaciones australes y septentrionales. El segundo ciclo es supatriásico —siempre de acuerdo a Groeber— y tiene su principal desarrollo en la Patagonia.

El autor del presente trabajo, a pesar del escaso desarrollo del primer ciclo efusivo en la zona, tratará de establecer la ubicación cronológica del mismo.

La serie volcánica post-carbónica se apoya en forma discordante en la superficie peneplanizada del Carbónico Inferior — formación Totoral — plegada y dislocada, y en otros casos la perfora. De ello se deduce que las vulcanitas que integran la serie son posteriores a los movimientos tardío-variscicos que dieron lugar a la tectónica que afectó a los estratos carbónicos.

Puede también inferirse su edad como anterior al emplazamiento del enorme batolito granítico que es parte integrante de la Cordillera Frontal. Esta observación en la zona, está corroborada por la apófisis que proyecta el granito del cerro Corral hacia el Sur y que intruye el complejo efusivo andesítico-riolítico del Rincón del Totoral. Además se tienen en cuenta las observaciones realizadas en campaña durante el relevamiento de la Alta Cordillera de Mendoza por cuenta de la Dirección Nacional de Minería. (Hojas 24b, 25a, y parte 23b).

Por lo tanto se ubica el presente ciclo efusivo en un lapso que va desde el Pérmico Inferior — tal vez alcance el Carbónico Superior — al Pérmico Superior.

D) FORMACIÓN PORTEZUELO ANCHO (PÉRMICO SUPERIOR?)

La misma presenta su única manifestación en el flanco oriental del portezuelo homónimo, algo al norte del arroyo de las Minas.

Litológicamente está constituida por rocas sedimentarias que se apoyan discordantemente sobre las sedimentitas carbónicas. Sobre ella se asientan los restos del primer nivel de pie de monte. Son conglomerados polimícticos de color violáceo oscuro, cuyo espesor máximo no supera los 50 m.

El conglomerado es de aspecto brechoso en parte, dado el carácter subanguloso de muchos de sus clastos y presenta una grosera estratificación subhorizontal. Sus rodados se reclutan entre las andesitas y riolitas del ciclo efusivo post-carbónico, rocas del basamento (micacitas, filitas, esquistos cuarzo-micáceos, trozos de cuarzo “silicoterma”, etc. . .) y otras en las que el autor reconoce limolitas y ortocuarzitas carbónicas. La matriz es areno-arcillosa, siendo el diámetro máximo observado en los rodados de 0,15 m. Las diaclasas, grietas y fisuras presentes están rellenas por carbonato de color rojizo y por vetas de calcita blanca.

La Formación Portezuelo Ancho se apoya en la parte Sur, sobre areniscas grises claras, mientras que en el Norte lo hace sobre unas areniscas cuarcíticas de color oscuro de rumbo N20°E, 60°E (fig. 2).

Lo más probable es que estos conglomerados sean el remanente de un antiguo cono de deyección, que se ha salvado de la acción destructora de los agentes de erosión. El carácter subanguloso de los clastos, aparece como prueba de su escaso transporte.

Edad: De las relaciones entre los conglomerados y las formaciones vecinas es poco lo que puede inferirse, pero puede aceptarse que el conglomerado formaba parte de un depósito terrestre, cuya deposición ocurrió en el Pérmico más alto, sobre un relieve elaborado en las rocas más antiguas.

Detalle del Portezuelo Ancho

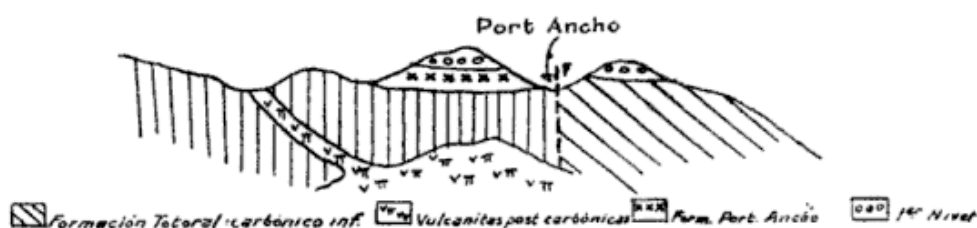


Figura 2

Tal deposición fué posterior al ciclo efusivo de la serie volcánica post-carbónica como lo prueba el hallazgo de rodados de vulcanitas en el conglomerado y por otra parte es anterior a la intrusión granítica, ya que no aparecen rodados de esta última, a pesar de la proximidad de los afloramientos graníticos.

3. PERMO-TRIÁSICO

A) PLUTÓN GRANÍTICO (SUPRAPÉRMICO-INFRATRIÁSICO?)

a) *Distribución:* En el área de estudio se pueden diferenciar tres zonas graníticas contemporáneas.

Representan la parte más oriental del gran batolito granítico de la Cordillera Frontal; lo más probable es que estos cuerpos se hallen conectados entre sí en profundidad. Para su mejor entendimiento se considerarán estas áreas con sus nombres locales.

Así, se encuentra en el norte el "stock de las Cuevas"; más al sur, aproximadamente en la parte central, un cuerpo más pequeño de unos 6 km² de superficie, llamado aquí el "stock del cerro Bayo". Por último el más austral — que también es el mayor desarrollo superficial y que escapa fuera de los límites del presente trabajo — se denominará como "stock del cerro Corral".

Podríase asimismo reconocer en la intrusión granítica tres facies distintas, no sólo en cuanto a tamaño del grano, sino también en cuanto a color y a algunas variaciones en la composición petrográfica. Las facies observadas serían: de *grano fino* que correspondería al “stock del cerro Corral”, de *grano mediano* al “stock del cerro Bayo” y *grano grueso* al “stock de las Cuevas”. Si bien es una división arbitraria — puesto que no hay evidencias de pasajes transicionales entre las facies — se ha utilizado este criterio para facilitar la exposición.

1) “Stock de las Cuevas” = facies de grano grueso. Este cuerpo fué reconocido anteriormente por Stappenbeck. Presenta también una cúpula satelítica en la Loma Real (2.832 m), que se ubica al oeste de la masa principal. Este satélite es de forma ovoidal, mostrando una elongación en sentido norte-sur y atravesando discordantemente a las meta-rocas del Basamento. Mineralógicamente es similar al “stock”, pero la biotita y los feldespatos evidencian un mayor desarrollo.

El límite occidental está fijado por las estribaciones inferiores de la Loma del Medio, mientras que al Este el cuerpo se pierde insensiblemente por debajo de la cubierta cuartaria. El austral, formado por el contacto intrusivo con rocas del Basamento y del Carbónico, es una línea que pasa al sur del cerro del Diablo y del Mogote Descansar; al norte se prolonga más allá del arroyo de las Cuevas, pasando a formar parte de los Cerros Colorados.

El granito está atravesado por una serie de pequeños y delgados diques de rocas filonianas leucocráticas, de textura sacaroides. Son aplitas que muestran lateralmente un pasaje a pegmatitas — como ocurre en la Loma del Medio. Las primeras de un ancho no mayor que 1 metro, son de coloración blanco-rosada. Los diques exclusivamente pegmatíticos se localizan preferentemente cerca de los saltos del arroyo del Medio.

Dentro del cuerpo granítico y en las vecindades de los contactos es común la presencia de inclusiones (xenolitos). Sólo se han podido reconocer xenolitos — sin indicios de modificación alguna, salvo algunas venillas cuarzo-feldespáticas — correspondientes a rocas del Proterozoico. Es frecuente, además, la existencia de pequeños agregados o “schlieren” de biotita de reducido tamaño, que bien pudieran interpretarse como restos de la roca de caja invadida, o como es lo común, segregaciones de máficos dentro del cuerpo ácido.

A una altura de 2.050 m, en el fondo de la quebrada por donde corre el arroyo de las Cuevas, el granito perfora discordantemente a las rocas proterozoicas, con un ángulo de 50° al SW.

La plutonita envía delgadas apófisis que siguen planos de debilidad de la roca de caja representados por la esquistosidad de la roca intruída. Esta última está constituida por cuarzo, biotita y oligoclasa, siendo además muy rica en feldespatos potásicos. Esto último puede ser explicado si se lo relaciona con un posible metasomatismo potásico desarrollado a expensas de la intrusión.

2) "Stock del cerro Bayo" = facies de grano mediano. Constituye un reducido cuerpo central, algo alargado en sentido E-W; su superficie no supera los 6 km². Del mismo parten dos pequeños satélites que se emplazan en el norte de la cuchilla Manantial de José, haciéndolo uno de ellos en ambiente carbónico. El otro ocupa la parte superior de la Loma del Toro, apareciendo sus afloramientos más inferiores en las quebradas del arroyo Rodeo de los Chanchos y en la ubicada al norte del cerro Bayo. Las manifestaciones más orientales de este "stock" se encuentran en las cercanías del campamento ubicado en Cañada de las Peñas.

La máxima elevación corresponde al cerro homónimo con sus 2.161 m. Los contactos con las rocas de caja son discordantes, netos, sin aportes visibles, hacia las rocas albergantes. Sin embargo, en la margen izquierda del arroyo de las Peñas, los esquistos han sufrido los efectos de la inyección granítica. Generalmente las venas o apófisis graníticas que atraviesan a las rocas metamórficas lo hacen paralelamente a las líneas de esquistosidad, siendo comunes los fenómenos de digestión y asimilación de las rocas de caja y la presencia de xenolitos.

Del cuerpo granítico se desprenden delgadas venas aplíticas de color blanco-grisáceo con la típica textura sacaroide. Su potencia rara vez supera los 0,30 m, siendo unas veces concordantes con la esquistosidad y en otros casos no. No se ha comprobado la existencia de venas pegmatoides.

Al poniente del bloque occidental carbónico existe un dique de textura porfírica y de naturaleza granítica de gran recorrido Norte-Sur, acompañando así paralelamente a la línea de la falla inversa de alto grado que existe entre Proterozoico y Carbónico. Está, por lo tanto, ubicado entre el labio elevado constituido por las meta-rocas proterozoicas y el labio hundido —un conglomerado por lo general, correspondiente a la Formación Totoral.

La posterioridad de este dique —de casi 50 m de potencia— a la tectónica variscica, puede comprobarse por la ausencia de procesos cataclásticos en el mismo. Por otra parte, para su implantación el dique aprovechó la zona de debilidad representada por el plano de falla entre el complejo antiguo proterozoico y la formación carbónica.

El autor no ha podido comprobar la prolongación del dique en los "stocks", sino que por el contrario, éste se pierde insensiblemente en el contacto con los cuerpos graníticos. Su origen estaría relacionado con los cuerpos graníticos de las Cuevas y del cerro Bayo.

3) "Stock del cerro Corral" = facies de grano fino. El cuerpo se ubica en la parte sudoriental del área de estudio, saliendo por su gran desarrollo hacia el sud, fuera de la misma. Su límite al norte está indicado por las estribaciones septentrionales de la cuchilla de la Virgen; al este se pierde por debajo de las capas loessoides y niveles de pie de monte cuartarios, mientras que el borde occidental está representado por el contacto intrusivo con rocas del Basamento. El mismo tiene un rumbo aproximadamente similar al de la línea de falla inversa, situada algo más al norte, que presenta rumbo general NE-SW.

De la masa principal se proyecta hacia el SSE una apófisis de carácter pegmatóide o de grano más grueso —que ya ha sido descripta al tratar el Complejo Riolítico, en el capítulo correspondiente a la "Serie de las Vulcanitas postcarbónicas". La potencia de la misma alcanza los 200 m y es una prueba evidente de la posterioridad de la intrusión granítica con respecto a las vulcanitas consideradas.

Los contactos visibles son discordantes, como corresponde a un cuerpo de emplazamiento postectónico.

c) *Edad de la intrusión*: Stappenbeck (1917), en sus primeros estudios de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza, adjudica a la intrusión granítica una supuesta edad triásica.

Groeber (1929), según las observaciones de Rasmuss en Guandacol y los datos de Stappenbeck, opinaba en forma similar, aceptando la idea de que los numerosos macizos intrusivos de granito... "representan la facies intrusiva de las efusiones de pórfiro cuarcífero".

Rossi (1947) halló plantas fósiles en la parte más alta de la Serie de Cacheuta (*Zuberia Feistmanteli*), que indican el Triásico más alto. Por otra parte, la presencia de rodados del granito rojo de Cacheuta en el conglomerado de base de la Serie de Cacheuta, y la ausencia de diques del granito que la intruyan, le permite aceptar para el granito una edad Triásica Superior, pero que corresponde... "muy probablemente a la parte más inferior de este período".

Más tarde Groeber (1951), considera "reputadamente carnense" a la intrusión granítica, pero luego en 1952 modifica su manera de pensar, dando por cierta la edad infra-carbónica de la intrusión. Para ello se basó en los estudios realizados por W. Zöllner en el río Neuquén, especialmente en Andacollo (Cordillera del Viento).

Como puede apreciarse, existe una gran inseguridad con respecto a la posible edad del gran batolito granítico de la Cordillera Frontal.

Según las observaciones del autor, en el área de estudio el granito se habría emplazado en un lapso que es posterior a la dislocación y a los sobreescurrecimientos o fallas inversas adjudicadas al movimiento tardío variscico, y también posterior al ciclo efusivo pérmico, que forma la "Serie de las Vulcanitas Post-carbónicas".

Su límite superior es difícil de fijar en la escala cronológica, pero podría adelantarse que es anterior a la Serie de Cacheuta y al segundo ciclo efusivo de Groeber (1929), considerado por este autor como supratriásico. Esto último lo he podido comprobar en varias zonas de la Alta Cordillera, donde el granito aparece atravesado por pequeños diques de pórfiros cuarcíferos rojos (riolitas) posteriores. (Anfiteatro glacial de la qda. del Medio. Hoja 24b).

Lo reducido del área estudiada impide establecer con exactitud la edad del cuerpo granítico.

Por lo tanto, el autor acepta que el emplazamiento de la intrusión granítica tuvo lugar en un lapso comprendido entre el Pérmico Superior y el Triásico anterior a la depositación de los sedimentos de la llamada "Serie de Cacheuta".

TECTÓNICA

La complejidad observable en la región es el resultado de la superposición progresiva de varios ciclos diastróficos. Se distinguen un ciclo proterozoico, otro post-carbónico o tardío-variscico y los movimientos cuartarios, siendo reflejo de estos últimos la formación de los distintos niveles de pie de monte, por movimientos diferenciales.

1) CICLO PROTEROZOICO

Es el diastrofismo de más antigua data reconocible, pero como las estructuras proterozoicas han sido afectadas también por los diversos acontecimientos diastróficos posteriores, especialmente por las fallas inversas y sobreescurrecimientos de edad tardío-variscica, ha traído como consecuencia el enmascaramiento de la tectónica proterozoica, impidiendo la reconstrucción exacta de la misma.

El mencionado ciclo podría ser ubicado provisoriamente en el ciclo precámbrico (hurónico de Avé-Lallement, 1892).

Perfil C-D

Escala 1:50.000

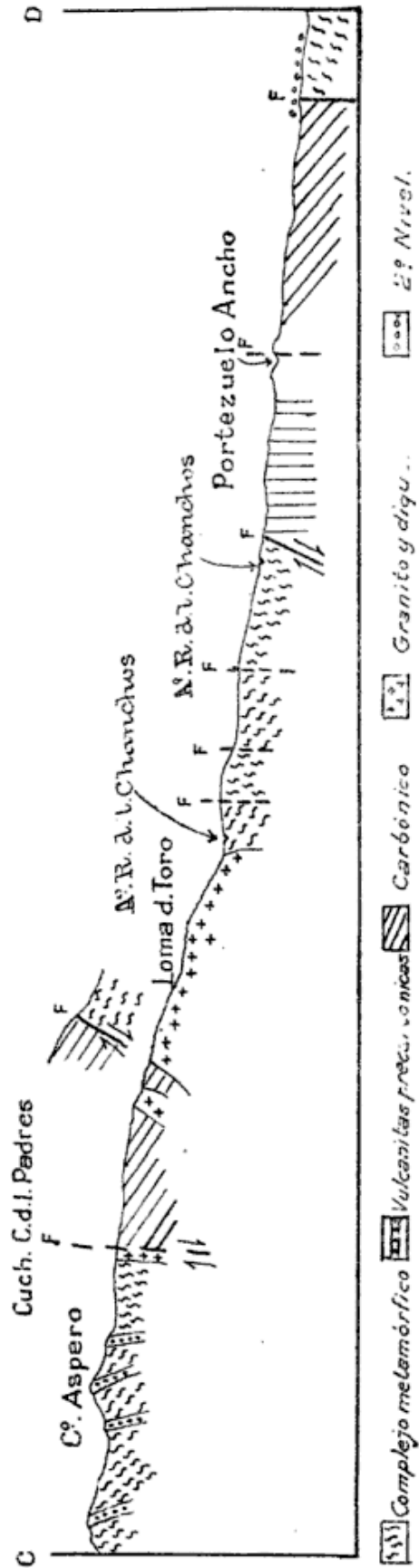


Fig. 4.— Perfil entre el Cerro Aspero y la llanura oriental.

Resulta nuevamente difícil reconstruir la estructura resultante de estos movimientos por varias razones; amplias zonas de referencia han sido eliminadas por erosión, además de la complicación producida por la intrusión granítica; por otra parte, la estructura de sobreescurrecimiento y fallas inversas de alto grado que se ha inferido de las observaciones de campaña, se ha visto obliterada por la presencia de las vulcanitas pérmicas posteriores. O sea que, resumiendo, todos estos factores adversos sólo permiten la restauración en forma interpolada de las principales líneas estructurales del Carbónico Inferior.

A pesar de las dificultades enunciadas, estas líneas estructurales constituyen uno de los argumentos más decisivos para la diferenciación de dos complejos totalmente distintos: el *Proterozoico* y el *Carbónico Inferior*. Es sencillo el reconocimiento de una estructura más complicada en el Proterozoico, en contraste con la más simple estructura del Carbónico.

En los párrafos precedentes, dada la forma aislada en que aparecen los asomos carbónicos, se han distinguido en la *Formación Total* 4 bloques estructurales:

- 1) Bloque Occidental
- 2) „ Oriental
- 3) „ del Portezuelo de las Peñas
- 4) „ Central

Los bloques 1), 2) y 4) ocupan bajos estructurales, mientras que por el contrario, el 3) constituye un alto estructural.

1) Bloque Occidental: las capas sedimentarias muestran un rumbo constante al NE, que varía entre 20° y 30°, buzando unos 45°-60° al E.

En el occidente, el contacto con el Proterozoico es anormal, por medio de una falla inversa de alto grado, prácticamente vertical. En el contacto, aprovechando una zona de menor resistencia, se ha introducido un dique de textura porfiroide, de naturaleza granítica. La prolongación de este límite estaría representada, al sud por el supuesto sobreescurrecimiento de dos bloques proterozoicos al sud del Portezuelo de las Peñas. Por otra parte, el bloque "cabalga" en su margen este sobre la larga faja proterozoica central, constituyendo el labio sobreelevado. El ángulo de inclinación del plano del sobreescurrecimiento es de unos 80°, buzando al WNW. Esta línea de sobreescurrecimiento, de rumbo general 15° al NE, se ve interrumpida por el pequeño cuerpo satelítico del "stock" del C^o Bayo, emplazado en el curso superior del A^o Rodeo de los Chanchos.

2) Bloque Oriental: se ha incluido en el mismo el afloramiento de la quebrada del Totoral. El rumbo general de las sedimentitas es N 30°-60°W, con inclinaciones que oscilan entre 35° y 50° al naciente. Una excepción a esta regla se encuentra en los alrededores de la Cuchilla Alta, donde el buzamiento es al W. Esto podría ser interpretado como una modificación en la inclinación, debida a la acción de las vulcanitas post-carbónicas o como el ala occidental de un anticlinal cuyo eje buza al norte.

La otra excepción la constituyen los afloramientos carbónicos de la quebrada del Totoral. Allí, si bien el rumbo es constante (NW), la inclinación es al poniente, y poco antes de llegar al pequeño cuerpo básico de la quebrada, la misma cambia al E. En este punto se ha inferido una falla como consecuencia del brusco cambio observado en el rumbo e inclinación de los estratos, que a partir de ese punto lo hacen hacia el E y su rumbo ha girado al NE. Pasando el cuerpo el rumbo de las sedimentitas se mantiene al cuadrante N-E, pero su buzamiento es al W. Aparentemente el cuerpo básico ha intruído un pequeño anticlinal.

Por último, en el curso superior de la quebrada podría reconstruirse un sinclinal, asimétrico, cuyo eje se hunde al sud.

En un perfil levantado a pasos y con brújula, de 5 km de largo (que por razones de espacio no se adjunta en la presente publicación) se reconoce que el Carbónico está fuertemente fallado, mostrando una cantidad de pequeñas escamas, imbricadas (fig. 6).

Volviendo al bloque principal, el mismo adopta una estructura monoclinal, que buza al naciente.

En general, el bloque Oriental representa una estructura que ha estado sometida a un plegamiento relativamente suave, pero que posteriormente ha sido complicado por fallas inversas y las intrusiones.

El límite occidental de este bloque está constituido por el contacto anormal con la faja central proterozoica, formando el labio hundido del sobreescorrimiento que pasa a falla inversa en la confluencia del A^o Quebrada de los Chanchos y el arroyo de la Quebrada de Don Jorge. Ello se deduce de la observación hecha en la margen derecha del A^o Rodeo de los Chanchos, en la curva de nivel de 1.550 m aproximadamente, donde el Carbónico está en contacto anormal con el Proterozoico, que lo cabalga en el W. Entre ambos complejos se ha implantado un dique de unos 8 m de potencia, perteneciente al grupo de Vulcanitas post-carbónicas, del complejo Dacítico-Andesítico. Aparentemente, esa línea de sobreescorrimiento se prolongaría hacia el



SE, pasando por el Portezuelo Ancho, donde el Carbónico estaría sobreescorrido por capas carbónicas pertenecientes al bloque central.

El margen oriental estaría limitado por la fractura de largo recorrido N-S, que separa este bloque de la escama proterozoica situada al E.

3) Bloque del Portezuelo de Las Peñas: bajando desde el W por la Cuchilla de Las Peñas, luego de dejar atrás el portezuelo homónimo, se halla un pequeño afloramiento de sedimentitas carbónicas que por su estructura es única en la zona de tesis.

Allí, el Carbónico con rumbo $80^{\circ}W$, de posición vertical, se asienta discordantemente sobre metamorfitas del Basamento, con rumbo N $25^{\circ}W$, que buzan $50^{\circ}W$. Se trata, evidentemente, de un contacto anormal, tectónico. Ante la imposibilidad de establecer relaciones estructurales con las formaciones adyacentes, es difícil dar una explicación definitiva de esta estructura; lo único que podría inferirse es que represente una estructura de despegue (décollement).

4) Bloque Central: formaría una zona de transición, intermedia, entre el suave plegamiento del bloque oriental y la disposición vertical de las capas del bloque 3), que muestran rumbo e inclinaciones más o menos similares.

También existe un contacto anormal (sobreescurrimiento) con el Proterozoico, que puede comprobarse en el Portezuelo de La Gateada. Allí el plano del sobreescurrimiento buza 75° al WNW. Este bloque ha sido complejado por la intrusión de las vulcanitas postcarbónicas correspondientes al "Complejo Dacítico-Andesítico".

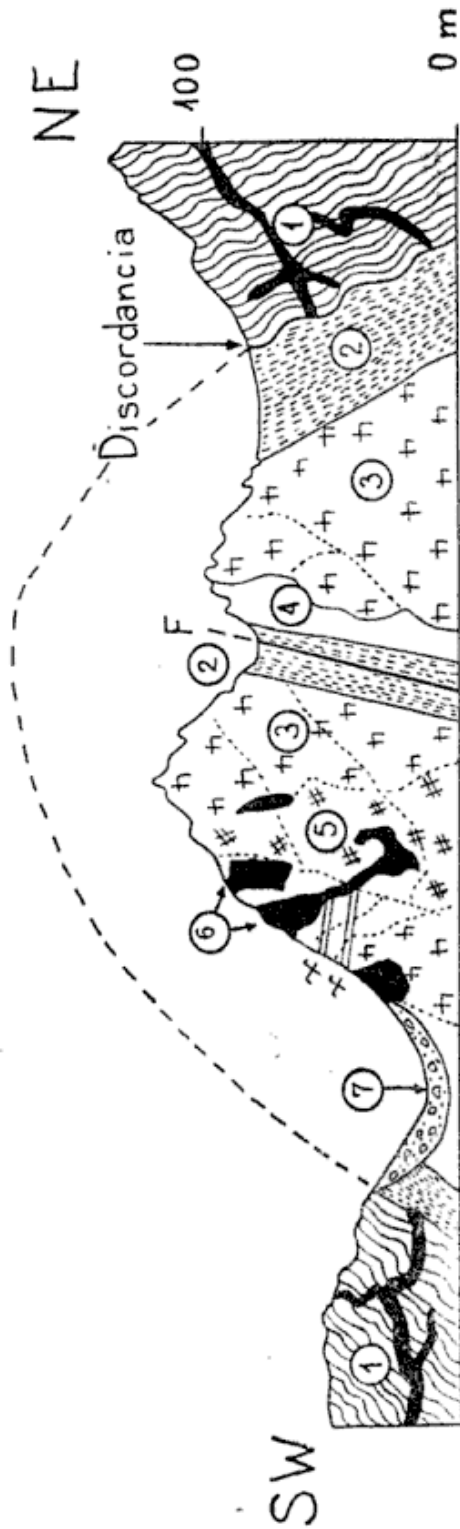
Resumiendo, puede inferirse de las estructuras hercínicas reconocidas, que los movimientos hercínicos mostraron en su faz inicial un plegamiento suave, seguido por un acrecentamiento de las fuerzas puestas en juego, que motivó el desarrollo de estructuras de sobreescurrimientos y fallas inversas de alto grado, en las que participaron el complejo proterozoico y las sedimentitas de la *Formación Totoral*.

3) CICLO CUARTARIO

Las diferencias altimétricas del 1º y 2º nivel de pie de monte y su erosión tendrían su explicación por movimientos diferenciales cuartarios.

Ello trajo como consecuencia modificaciones en los niveles de base de los ríos, lo que reactivó los procesos erosivos.

De allí las degradaciones y agradaciones sucesivas, que originaron los distintos niveles de pie de monte reconocidos en la zona.



Cerro Don Rocha










- | | | | | | |
|---|---|-----------------------------------|---|---|------------------|
| 1 |  | Micacita con cuarzo silicothermal | 6 |  | Magnetita |
| 2 |  | Esquistos verdes anfibólicos | 7 |  | Aluvio |
| 3 |  | Serpentinitas magnetíferas | |  | Venas de calcita |
| 4 |  | Hornblendita secundaria? | |  | Labores |
| 5 |  | Roca olivínica muy serpentinizada | | | |

Figura 5

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. AVÉ-LALLEMANT, G. 1892. *Observaciones sobre el mapa del Departamento de Las Heras*. — Anales Universidad de La Plata. Secc. Geología. La Plata.
2. DESSANTI, R. N. 1951. *Descripción geológica de la Hoja 27 c (Cerro Diamante), provincia de Mendoza*. — Carta Geológico-Económica de la República Argentina, escala 1 : 200.000. Informe inédito de la D. N. de Minería, Buenos Aires.
3. — 1945. *Sobre el hallazgo del Carbónico marino en el Arroyo Imperial, de la Sierra Pintada*. — Notas del Museo de La Plata, t. X, Geol., n° 42, pp. 205-220, La Plata.
4. — 1954. *La estructura geológica de la Sierra Pintada*. — Revista de la Soc. Geol. Argentina, t. IX, pp. 246-252, Buenos Aires.
5. — GONZÁLEZ BONORINO, F. 1946. *Sistemática de los procesos metamórficos*. — Rev. Soc. Geol. Arg., t. I, pp. 219-230, Buenos Aires.
6. — 1946. *Sobre migmatización y procesos afines*. *Ibíd.*, pp. 73-91. Buenos Aires.
7. — Y TERUGGI, M. 1952. *Léxico sedimentológico*. — Inst. Nac. de Invest. de las Ciencias Naturales (Museo Arg. de C. Nat. "Bernardino Rivadavia"). Publicación de extensión cultural didáctica n° 6, Buenos Aires.
8. GROEBER, P. 1929. *Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, Sur de Mendoza y regiones adyacentes*. — Pbl. n° 58, Div. de Minas y Geología, Buenos Aires.
9. — 1939. *Mapa Geológico de Mendoza*. — "Physis", t. XIV, n° 46, Buenos Aires.
10. — 1951. *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'*. Rev. Inst. Nac. de Invest. de C. Nat. (Museo Argentino "Bernardino Rivadavia"), Ciencias Geol., t. L, n° 5, Buenos Aires.
11. — 1952. *Mesozoico*, en Geografía de la Rep. Arg. GEA, t. II, primera parte, Buenos Aires.
12. HARRINGTON, H. 1953. *Descripción geológica de la Hoja 22 c (Ramblón) provincias de Mendoza y San Juan*. — Carta Geológico-Económica de la República Argentina, escala 1 : 200.000. Informe inédito de la D. N. de Minería, Buenos Aires.
13. POLANSKI, J. 1949. *Descripción geológica del Grupo Minero de San Pablo (prov. de Mendoza)*. — Informe inédito de la D. de Minas de Mendoza, Mendoza.
14. — 1954. *Descripción geológica de la Hoja 25 a Portillo Argentino (prov. de Mendoza)*. — Carta Geológico-Económica de la República Argentina, escala 1 : 200.000. Informe inédito de la D. N. de Minería.
15. ROBRIGO, F. 1949. *Levantamiento y ampliación de levantamiento geológico de la I. G. M., Cerro Diamante*. — Ejército Argentino. Direc. Gen. de Ing. Inédito, Buenos Aires.
16. ROSSI, J. J. 1947. *El stock compuesto de Cacheuta (prov. de Mendoza)*. — Rev. de la Soc. Geol. Arg., t. II, n° 1, Buenos Aires.
17. STAPPENBECK, R. 1910. *La precordillera de San Juan y Mendoza*. — Anales del Minist. de Agricultura de la Nación, Secc. Geol., Mineral. y Minería, t. IV, n° 3, Buenos Aires.

18. — 1917. *Geología de la Falda Oriental del Cordón del Plata (provincia de Mendoza)*.— *Ibíd.*, t. XII, n^o 1, Buenos Aires.
19. TESTORI, F. (1948). *Levantamiento geológico de la Hoja San Rafael*, escala 1 : 100.000.— Informe inédito de la Direc. de Ing. del Minist. de Guerra, Buenos Aires.
20. TURNER, F. (1933). *The metamorphic intrusive rocks of southern Eastland*, New Zealand Inst., Trans., vol. 63, pp. 178-284.
21. — 1948. *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*.— Geol. Soc. Am. Memoir, n^o 30.
22. — ET VERHOOGEN, J. 1951. *Igneous and metamorphic petrology*. New York.