

EL BLOQUE VARISCICO DE LA CORDILLERA FRONTAL DE MENDOZA

Por J. POLANSKI

CONTENIDO

A. Introducción.....	165
B. Antecedentes.....	167
C. Fundamentos y análisis estratigráficos.....	168
D. Complejo Metamórfico Proterozoico.....	169
E. Sistema Carbónico.....	170
I. Serie Infracarbónica.....	171
1. Formación Alto Tupungato.....	171
2. Afloramiento del Arroyo Manso.....	172
3. Formación Loma de Morteritos.....	172
4. Formación Totoral.....	173
5. Formación Las Balas.....	174
6. Ambiente y edad de la sedimentación de la serie.....	174
II. Movimientos Intercarbónicos o Mesovariscicos.....	175
III. Fase Magmática Mesovariscica.....	176
IV. Serie Supracarbónica.....	178
1. Formación Alto Tunuyán.....	178
2. Formación Las Peñas.....	180
3. Ambiente de sedimentación.....	181
V. Movimientos Tardío-carbónicos o Tardío-variscicos.....	181
VI. Fase Magmática Tardío-variscica.....	185
VII. Característica general del plutonismo variscico.....	187
F. Estructuras marginales del Bloque variscico de la Cordillera Frontal....	188
G. Consideraciones generales.....	192
Bibliografía.....	194
Abstract.....	195

A. INTRODUCCION

En esta contribución se da a conocer una nueva interpretación de la tectónica que impera en la Cordillera Frontal de Mendoza y que se basa en los relevamientos geológicos expeditivos de las *Hojas Geológicas 24 a, 24 b, 25 a y 26 c*, realizados por el que informa, para la Dirección Nacional de Geología y Minería, a la que agradece las fa-

cilidades concedidas para efectuar ese trabajo. Han colaborado eficazmente en la ejecución del levantamiento de las *Hojas* mencionadas mis compañeros doctores E. F. González Díaz, F. Fidalgo, C. Galli, R. Zardini, J. Buenanueva y T. Fabbian.

Aspira esta contribución a presentar una solución al problema de la estratigrafía, de la tectónica y del magmatismo varíscico relacionado con aquella Cordillera, hasta la fecha tan deficientemente conocida.

El área de esta investigación está comprendida, *grosso modo*, por las siguientes coordenadas geográficas: φ : 32°-34°S; λ : 69°-70°W. El límite occidental corre a lo largo del cordón fronterizo con la República de Chile a alturas que oscilan entre 5.000 a 6.000 m, término medio. El borde oriental de esta montaña choca con la compleja depresión estructural y geomorfológica de la Llanura Pedemontana rellena por potentes masas de acarreo fluvial de edad terciaria y cuartaria. Las alturas absolutas de esta llanura en el borde geomorfológico lindante con la serranía, oscilan entre 2.000 m en el N y 1.200 m en el S.

Desde el punto de vista estructural, la zona montañosa de Mendoza abarca tres estructuras principales distintas y de diversa edad: en el oeste la Cordillera Principal o sea la estructura andina surgida del llamado geosinclinal mesozoico, y en el naciente la Cordillera Frontal que se revela como una estructura varíscica.

Ambas están separadas por la Depresión Longitudinal Intermontana del Alto Tunuyán, rellena con potentes acumulaciones de la Serie Continental Intermontana durante el Terciario Inferior y quizás Medio, cuya descripción se ha dado en mi trabajo del año 1957.

El área de la estructura varíscica, motivo de este trabajo, constituye la parte principal de la Cordillera Frontal. Ella está limitada hacia el oeste por la Depresión Intermontana Longitudinal, y también por la Cordillera Principal en aquellos tramos donde faltan los depósitos de la Depresión Intermontana.

En el naciente colinda la estructura varíscica con las depresiones tectónicas jóvenes de la llanura pedemontana, y sólo en el norte con el "Espolón de Carrera", que asoma en el pic del Cordón del Plata. La mayor parte de la primitiva estructura varíscica ahora no es visible, ya que ella desaparece en profundidad hacia el este debajo de los depósitos de la Depresión de los Huarpes.

Desde el punto de vista geomorfológico, la serranía de la Cordillera Frontal se presenta como una montaña joven y altísima, con un fuerte relieve elaborado en el transcurso del segundo ciclo erosivo durante

el Plio- y Pleistoceno sobre una penellanura mesozoica elevada a gran altura respecto a la base de erosión. Se divide en las siguientes unidades orográficas: Cordón del Plata (5000-6000 m), Cordón de Santa Clara (más o menos 5400 m), Cordón del Portillo (5000-5600 m) y Cordón de las Delicias (más o menos 5300-5600 m).

La solución presentada aquí para su discusión y análisis no pretende ser ni perfecta ni tampoco terminante, por varias razones, a saber: por ser un resultado del primer relevamiento sistemático que se ha efectuado en esta montaña, por su carácter expeditivo, por la complejidad de la geología, y además por las enormes dificultades de acceso y altura.

Espero sólo adelantar un concepto nuevo y correcto en lo esencial, aunque todavía imperfecto en su parte cronológica e incompleto en lo tocante a las alturas superiores a 5000 metros.

B. ANTECEDENTES

Stappenbeck (1917), el primer investigador del Cordón del Plata, señala una sola formación, la de su Paleozoico inferior (Silúrico-Devónico). Esta única formación se presenta en dos aspectos, uno normal y otro metamórfico, en aureolas alrededor de los plutones graníticos. Estructuralmente debería manifestarse como un pliegue volcado hacia el naciente, intruído por el granito. En la base oriental las sedimentitas han sido falladas en algunas partes en forma ímbrica, ya que en el pie oriental del Cordón del Plata, el Paganzo (Paleozoico superior, según Stappenbeck), se halló sobrecorrido sobre el Terciario continental. Termina Stappenbeck sus consideraciones con esta frase augural: "pero no me parece inverosímil que tal estructura ímbrica domine también en el gran macizo de la Cordillera del Plata".

Ultimamente, Groeber (1951) ha presentado un mapa de parte de la Alta Cordillera de Mendoza indicando también una sola formación, esta vez la del Antracólítico, el cual en las aureolas con el granito ha sido transformado en hornfelses.

Según Groeber (1952), el granito mismo debería ser de edad infracarbónica, y tectónicamente presentarse como una estructura volcada hacia el occidente y luego ascendida en masa.

Aparte de estos dos trabajos, ya publicados, existen algunos informes y tesis inéditas que abarcan áreas reducidas de la gran estructura en cuestión.

Finalmente el autor de esta contribución publicó en el año 1957 un trabajo dedicado a la estratigrafía y tectónica del Terciario del Alto Tunuyán.

C. FUNDAMENTOS Y ANALISIS ESTRATIGRAFICOS

El relevamiento geológico recién terminado, ha revelado que no pueden seguir manteniéndose los conceptos anteriores sobre una sola formación sedimentaria en la estructura acá estudiada. Las supuestas aureolas de contacto de los autores precitados no desempeñan mayor papel en el metamorfismo, ya que éste es regional y no un simple metamorfismo térmico de contacto. El metamorfismo observado por Stappenbeck en realidad no está relacionado con los cuerpos intrusivos. Por otra parte, las aureolas hornfelsizadas en el Atracolítico de Groeber, prácticamente no existen o desempeñan también un papel totalmente subordinado.

En realidad, la investigación actual ha revelado en la zona no una, sino dos distintas y grandes formaciones:

a) El Basamento Cristalino, de edad proterozoica, regionalmente metamorfizado, y

b) Varias formaciones del sistema Carbónico, generalmente no metamorfizadas.

En el momento actual no existe en la zona ningún afloramiento referible con razón al Paleozoico inferior, ni metamorfizado ni no metamorfizado.

Asimismo los conceptos precedentes sobre el magmatismo de la zona, que es mucho más complicado de lo que antes se supuso, necesitaban una revisión fundamental.

Con respecto a la división natural del magmatismo antiguo de la zona aquí considerada, el autor sugiere en este trabajo una neta separación en tres grandes entidades de rocas ígneas, que se suceden desde abajo hacia arriba:

1. Asociación Ultrabásica de edad proterozoica;
2. Dos Asociaciones Magmáticas de edad intercarbónica, una plutónica y otra volcánica;
3. Dos Asociaciones Magmáticas tardio- hasta postcarbónicas, una plutónica y otra volcánica.

Volviendo al problema de la subdivisión del Sistema Carbónico, tenemos que subrayar la insuficiencia de criterios paleontológicos en la zona estudiada para tal subdivisión más detallada y fundada.

Ha sido, pues, forzoso buscar otros criterios auxiliares, tales como, p. e., el control estructural y magmático. De este control múltiple resulta la división previa y elemental del Sistema en dos series que aproximadamente corresponden una al Carbónico inferior y otra al superior.

D. COMPLEJO METAMORFICO PROTEROZOICO
(o Basamento Cristalino)

Está constituido por metasedimentos que totalizan tres facies metamórficas, a saber:

1. Facies de esquistos verdes con dos subfacies, ambas relativamente raras en el borde oriental de la serranía.
2. Facies de albita-epidoto-anfibol, muy común, y
3. Facies de anfibolita, relativamente rara.

Aparte, se han observado con frecuencia las siguientes rocas:

- a) Calizas cristalinas, puras e impuras.
- b) Para y orotanfíbolitas, y
- c) Cuerpos concordantes ultrabásicos constituidos principalmente por peridotitas, ahora más o menos serpentinizadas y en gran parte convertidas en esteatita y talco.

El grado del metamorfismo aumenta en términos generales hacia el interior de la estructura, es decir, hacia el noroeste.

La faja de mayor metamorfismo corre con rumbo SW-NE cruzando oblicuamente la Cordillera Frontal y ubicándose en el centro de la zona estudiada, entre el río de las Tunas y el arroyo de las Cuevas. En esta zona abundan rocas típicas para la facies metamórfica de anfibolita, acompañadas por frecuentes cuerpos lenticulares de rocas ultrabásicas. El metamorfismo va disminuyendo desde esta faja tanto hacia el este y sudeste como también hacia el noroeste, o sea hacia el ambiente del Cordón de Santa Clara y del Plata. Parece, pues, no haber duda, que la faja de mayor metamorfismo sigue al eje del viejo geosinclinal proterozoico.

La única demostración como indicio de la existencia de vida en este geosinclinal se halla en el grafito o el carbón nativo, indubitablemente de origen vegetal.

¿No es posible todavía ubicar el Proterozoico acá representado en el cuadro estratigráfico del Precámbrico, pero parece irse arraigando el concepto sobre una edad muy joven de este complejo, o sea una edad postiónica o rífica, respectivamente.

Las rocas del complejo han sido plegadas y metamorfizadas durante una sola fase diastrófica de edad proterozoica posterior (quizás asintica de Stille).

La estratificación primaria en las rocas originariamente pelíticas ha sido borrada por la esquistosidad. El plegamiento del complejo es eminentemente similar, con clivaje planar paralelo a los planos axiales.

Los rumbos de la esquistosidad oscilan entre N 25°W y N 30°E; menos frecuentes son los rumbos N 45°E y W-E.

En general dominan buzamientos de esquistosidad muy fuertes, hasta verticales. En el conjunto se nota con toda claridad un plegamiento muy apretado hasta isoclinal, con vergencia (vuclco) dominante hacia el naciente, como si las fuerzas compresionales activas hubieran obrado desde el lado occidental.

La existencia de una fase magmática ácida, relacionada con el diastrófismo y el metamorfismo, no se ha podido dilucidar en forma definitiva, principalmente por haber surgido dudas referentes a la edad de una porción del plutón granodiorítico-tonalítico, que en su masa es indudablemente de edad variscica.

E. SISTEMA CARBONICO

En el área estudiada se encuentran diversos afloramientos grandes y pequeños, aislados y desconectados entre sí por la tectónica. No sería tampoco raro que se tomara algunos de estos afloramientos como cuencas de sedimentación aisladas por dorsales. La documentación paleontológica en su totalidad todavía no es suficiente para una razonable asignación de edades correspondientes al canon del hemisferio norte. No sólo la escasez de los restos paleontológicos dificulta la tarea estratigráfico-cronológica. En los últimos años se ha puesto claramente de manifiesto la relativa utilidad de algunos supuestos fósiles guías para una subdivisión detallada del sistema en nuestro país. Cabe decir, por ejemplo, que según las investigaciones de Amós (1957, 1958), el género *Syringothyris* realmente pertenece al *Septosyringothyris* que se halla tanto en el Carbónico inferior indudable de la formación Volcán (Furque, 1954), como también en el Carbónico Superior de Suero en la parte superior del Sistema de Tepucl. La fauna de braquiópodos coleccionada por varios investigadores de nuestro Sistema Carbónico está ahora en revisión completa por parte de Amós.

Al levantar las hojas de Mendoza fué imprescindible al que escri-

be hacer previamente y *grosso modo* una división del Sistema en dos complejos o series que corresponden aproximadamente al Carbónico inferior y al superior. Esta subdivisión se basa en varios criterios, entre ellos el control estructural y magmático. El criterio magmático se aprovecha en la subdivisión del Sistema Carbónico por primera vez en el país.

Divisiones semejantes del sistema ya han sido sugeridas con anterioridad por distintos autores. Así, p. e., Mésigos (19553) divide el Sistema de Barreal en su Mississippiano y Pennsylvaniano. En el mismo año Suero (1953) llegó a una división muy semejante de su Sistema de Tepuel en Patagonia, cuya parte inferior corresponde al Carbónico inferior y la parte superior al Supracarbónico. Por último, Harrington (1953), Furque (1954) y Dessanti (1956) discriminan en el Carbónico un grupo inferior y uno superior. Así que la nueva división del sistema carbónico en la República Argentina en dos series, ya parece ser una realidad fundada. Faltan todavía bases para subdivisiones más precisas y más detalladas.

I. SERIE INFRACARBÓNICA

Referimos a esta serie cinco formaciones aisladas, cuyas relaciones recíprocas son poco diáfanas.

1. *Formación Alto Tupungato*. — El área de la formación está drenada por la red del curso superior del río Tupungato, tributario del Mendoza. Litológicamente se destaca por la predominancia de la facies arenosa de coloraciones oscuras. Imperan en la formación areniscas, ortocuarcitas, subgrauvacas; más escasas son areniscas micáceas y feldespáticas. Como intercalaciones aparecen lutitas, arcillitas y limolitas de poco espesor, de coloraciones verdosas, gris-rosadas y oscuras. Escasean lutitas de laminación fina y rocas carbonatadas. Algunas de estas rocas son conglomerádicas (pudingas), y sus clastos provienen de rocas del basamento y también de otras de dudosa procedencia (Precordillera?) entre ellas rocas carbonatadas y cuarcitas de grano fino.

El espesor visible se estima en 1.700 m, pero la base de la sedimentación no aflora.

Fuera de mal conservados despojos vegetales y restos indeterminables de Crinoideos, la formación no ha brindado documentos paleontológicos de importancia.

Las sedimentitas de la formación acusan una dislocación bastante fuerte, que en su totalidad se clasifica como plegamiento fallado, con rumbos dominantes N-S; sin embargo, en los pliegues de algunos paquetes es NW-SE, y muy raras veces NE. El contacto con el basamento en el naciente es anormal, y en el oeste la estructura desgastada por la erosión se hunde por debajo de las vulcanitas mesovariscicas y junto con ellas bajo el Mesozoico marino.

2. *Afloramiento del arroyo Manso.* — En las cabeceras del río Tunuyán el Carbónico está representado por la Formación Alto Tunuyán, de edad supracarbónica que se describe más adelante. Entre los bancos conglomerádicos de la mencionada formación se hallan con frecuencia rodados de rocas precámbricas y también clastos de cuarcitas, areniscas y lutitas parecidas a las que integran las formaciones del Carbónico inferior, habiéndolos también de rocas ígneas (granodioritas y vulcanitas mesosilíceas) referibles con buenas razones a las asociaciones magmáticas mesovariscicas. En el arroyo Manso aparece un pequeño afloramiento de areniscas y lutitas sumamente maltratadas por el Carbónico superior, sobreescorrido aquí sobre el supuesto Carbónico Inferior.

Los restantes tres afloramientos del Carbónico inferior yacen a poca altura en el borde oriental de la Cordillera Frontal, colindando con la Llanura Pedemontana.

3. *Formación Loma de Morteritos.* — Estos sedimentos tienen una distribución bastante amplia en la base NE del Cordón del Plata, integrando la estructura terciaria que llamaré “Espolón de Carrera” (véase Perfil nº 2). El paquete de sedimentitas carbónicas forma un bloque estructural enclavado entre el Proterozoico, el Terciario y el conjunto constituido por la Asociación Volcánica Intercarbónica.

La litología de la formación se destaca por el predominio de la facies arenosa. Las areniscas, areniscas micáceas, areniscas levemente conglomerádicas y feldespáticas y finalmente las ortocuarcitas son preferentemente de coloraciones claras hasta blanquecinas, pero no faltan verdosas y verdosas oscuras. La estratificación dentro de estos bancos es poco resaltante. Las lutitas y limolitas aparecen como intercalaciones, de colores grises oscuros, verdosos violetas y borra de vino. Los bancos conglomerádicos acusan poca propagación y los clastos pertenecen a rocas del basamento. Las lentes de arcilla carbonosa son raras. La formación no ha brindado hasta la fecha ningún documento paleontológico. La estratificación dominante es la paralela, aunque también hay estratificación gradada y entrecruzada en las facies continentales.

La dislocación de la formación es fuerte; los buzamientos de 50° a 90° son comunes. El estilo tectónico revela un plegamiento fallado. Los rumbos N 10°-20° E se mantienen firmes, y sólo en la parte más austral del afloramiento aparece el rumbo N 20° W y N 45° W con inclinaciones de 25° a 45° al SW. Potencia visible máxima 450 m. Vale mencionar que la formación, con posterioridad al plegamiento, ha sido intruída y cubierta por rocas volcánicas intercarbónicas.

4. *Formación Totoral*. — Debemos a González Díaz (1955) la descripción detallada de esta entidad. Aflora en el borde oriental de la Cordillera Frontal a ambos lados del arroyo de Olmos.

El afloramiento más austral se halla en el arroyo Totoral, tributario izquierdo del arroyo del Nabo. Litológicamente se destaca por una secuencia repetida de psamitas y pelitas. Dominan areniscas, areniscas micáceas, areniscas arcillosas y feldespáticas que afloran raras veces. Ocasionalmente el cemento es silíceo, y la roca pasa a ser una ortocuarcita. Sus colores son grises claros, grises y grises parduscos.

Como intercalaciones de menor espesor figuran lutitas de perfecta fisilidad y también macizas o sea arcillitas gris-verduscas y oscuras, debido a la presencia de materia orgánica y hierro.

En las limolitas, se han hallado los siguientes fósiles:

Orbiculoidea sp.

Naiadites (?) sp.

Carbonicola sp.

El segundo y mayor afloramiento se encuentra al norte de la boca del arroyo de Olmos, estando enclavado entre dos bloques del Proterozoico.

Dominan en este campo las lutitas sobre las areniscas y cuarcitas micáceas, pero cobran mayor importancia los conglomerados, que aparecen cerca del contacto anormal con el basamento.

Los clastos subredondos proceden únicamente de rocas del basamento, alcanzando como máximo unos 20 cm. de diámetro. Su mátrix es arenosa, fina, de colores oscuros y la estratificación confusa.

Las sedimentitas de la Formación Totoral están dislocadas por un plegamiento suave que ha sido desmembrado en el arroyo Totoral por un juego de fallas inversas que buzan hacia el W. Los rumbos meridianales son raros, dominando los NW, con inclinaciones mayores de 45° W. La formación Totoral está afectada por rocas volcánicas intercarbónicas y por el granito tardío-carbónico.

Del lado W y E la formación limita con el basamento por un contacto anormal, y en el S y N está cortada por el plutón granítico.

5. *Formación Las Balas.* — Un reducido afloramiento, con el cerro Las Balas en su centro, se halla en el sur de la zona estudiada y a poca distancia al norte de la salida del río Tunuyán a la llanura.

La formación está constituida principalmente por areniscas y cuarcitas de coloraciones claras, a veces conglomerádicas. En la parte media de la formación se hallan situadas las arcillitas cuarzosas y lutitas oscuras con rodados oligométicos dispersos de cuarzo proterozoico.

La parte alta se vuelve nuevamente arenosa. La potencia visible puede apreciarse en 700 m aproximadamente.

Las rocas han sido dislocadas y cubiertas por potentes mantos de andesitas y dacitas intercarbónicas.

La formación colinda en el E por medio del contacto anormal con el basamento.

6. *Ambiente y edad de la sedimentación de la serie.* — Las formaciones antes analizadas y a mi juicio atribuibles al Carbónico inferior, se destacan claramente por el predominio del material clástico destacadamente arenoso, depositado en una cuenca parállica. El escaso material paleontológico construido tanto por los elementos de holobios como también limnobios, armoniza con el mencionado ambiente parállico. La cuenca de sedimentación fué bordeada por un continente peneplanizado, que proveía el material clástico, producto de una intensa meteorización de rocas del basamento metamórfico rico en cuarzo. Las rocas arenosas de la serie infracarbónica, pues, están constituidas por el cuarzo del primer ciclo. La litología es preferentemente nerítica, no faltando la de la zona de marismas, la continental y batial, lo que refleja una inestabilidad en la cuenca de sedimentación. En las artesas más profundas y distales se acumulan lutitas anaeróbicas que se intercalan entre los bancos subgrauváquicos. En algunos perfiles hay sedimentación gradada. La existencia de rodados dispersos en varias rocas se explica como consecuencia de turbidez de la corriente en las capas dorsales deltaicas (*topset bed*) o en la zona de marea. La presencia de plantas corrobora lo antes dicho sobre el ambiente.

Resumiendo las características expuestas, llegamos a la conclusión de que el ambiente de la sedimentación de la cuenca o cuencas infracarbónicas se puede definir del punto de vista estructural como el ambiente típico para la primera etapa del desarrollo geosinclinal según Krynine. En la clasificación de Sitter (1956) se considera tales cuencas como pertenecientes también a la primera etapa geosinclinal.

Creo no equivocarme al equiparar estos dos primeros conceptos con la "plataforma móvil" de Bubnoff. En la clasificación tectónica de las cuencas de sedimentación soviética (Belousoff, 1956) corresponde aproximadamente a un ambiente "parageosinclinal" cuya característica sería la siguiente "intensidad media de movimientos oscilatorios, debilitamiento de la actitud intrusiva, cuerpos intrusivos pequeños en comparación con los batolitos de los geosinclinales, y finalmente por el tipo intermedio del plegamiento".

Por lo tanto, creemos probable que las diferencias terminológicas pregonadas por M. Kay, no cobran mayor importancia y que el ambiente de la sedimentación de la serie infracarbónica representa una fase inicial del desarrollo geosinclinal carbónico. El contenido paleontológico de los afloramientos aislados no es suficiente en su totalidad para establecer con exactitud la ubicación estratigráfica de esta serie; podríamos, pues, reunir estas formaciones en el renglón del Carbónico indiferenciado. Sin embargo, la propagación areal, el estilo tectónico que domina en la serie aquí considerada y también de control magnético que consideremos más adelante permiten, en mi opinión, discriminar en forma bastante precisa esta serie como infracarbónica, contraponiéndola a la serie supracarbónica documentada paleontológicamente en forma fehaciente.

II. MOVIMIENTOS INTERCARBÓNICOS O MESOVARÍSCICOS

Nuestra serie ha sido afectada por un movimiento orogénico de regular envergadura. El plegamiento resultante es eminentemente concéntrico y fallado. Su intensidad parece haberse acentuado en la faja occidental adyacente a la frontera con Chile, mientras que hacia el naciente va suavizándose.

La estructura primitiva ha sido despedazada, no sólo por fracturas de diversa índole y edad, sino también por los procesos plutónicos. Las direcciones estructurales son preferentemente NW rotando hasta N 20° E, los demás podrían acaso interpretarse como efecto de la trasposición subsiguiente.

En nuestra zona se ubica este movimiento entre el Carbónico inferior y el superior, lo que acredita la edad poco precisa, pero elástica, o esa intercarbónica, lo que se traduce en la terminología cronológico-tectónica con el término mesovaríscico.

Nuestro movimiento parece corresponder perfectamente al Movimiento Postvarverlyano y Prepensylvaniano de Mésigos en el cercano Barreal (1953).

Buscando en este momento más por costumbre que por necesidad real teleconexiones en otros continentes, podríamos pensar que nuestro movimiento corresponde a la Fase Sudética en Europa o quizás al Winchita Orogeny en E. U.

III. FASE MAGMÁTICA MESOVARÍSCICA

Con los movimientos mesovaríscicos empalma una fase magmática, que se ordena en dos entidades: Asociación Plutónica y Asociación Volcánica, ambas mesovaríscicas.

La facies plutónica está representada por cuerpos relativamente pequeños, de composición general granodiorítico-tonalítica y por los diques, señalados por González Díaz (1955). La roca plutónica principal es una granodiorita gris blancuzca, con elevado porcentaje de elementos máficos (biotita y hornblenda). En los bordes del plutón se observa una diferenciación tonalítica, la que aparte de la textura granuda puede llegar a la porfírica. Los pórfiros intrusivos tonalíticos hasta granodioríticos no son raros.

En diques ácidos referibles a esta fase magmática tienen, según González Díaz, composición granodiorítica, dacítica hasta granítica. Los diques, de composición eminentemente granítica, son difíciles de separar de los diques de la misma composición de edad postcarbónica de emparentada composición.

Los cuerpos plutónicos intruyen en primer término al basamento; sin embargo, han sido observados también en menor cantidad en el supuesto Carbónico inferior (Form. Alto Tupungato). En sus cajas originan pequeñas aureolas de contacto con el hornfels cordierítico.

Los diques se alojan en el basamento y también, como por ejemplo, la dacita intrusiva, en la formación Totoral, hemos referido al Carbónico inferior.

La edad intercarbónica de la Asociación Plutónica se deduce de dos observaciones:

1. Las plutonitas mencionadas afectan sólo a la serie infracarbónica y jamás se han presentado dentro de la serie supracarbónica.
2. Rodados de estas rocas se hallan en la serie supracarbónica.

La intrusión debería clasificarse como post-tectónica y quizás comenzó a emplazarse durante la fase terminal del diastrofismo mesovaríscico.

La Asociación Volcánica de la misma edad se divide en tres complejos que se suceden de abajo hacia arriba.

El complejo más viejo es acaso el basáltico. Las rocas son intrusivas, faltando hasta la fecha las efusivas. Se clasifican como pórfiros labradóricos y diabasas. Dominan entre ellos el pórfiro y el basalto tholeiítico, faltando por completo o escaseando los basaltos sobresaturados. Una roca ha sido clasificada como basalto ortoclásico (González Díaz).

El otro complejo es andesítico-dacítico.

Las andesitas son generalmente oscuras u oscuro-verduscas y hasta violadas; con anterioridad han sido varias veces mencionadas bajo la denominación de porfiritas y porfiritas cuarcíferas (Stappenbeck, 1917). Entre los bancos de andesita se intercalan tobas, tobas de cristales y litoides. No faltan brechas ígneas andesíticas y aglomerados.

Según la cantidad de cuarzo, la roca puede pasar a una andesita cuarcífera y a una verdadera dacita.

En general las rocas están bastante alteradas, así que los máficos generalmente son de difícil clasificación.

Remata la Asociación Volcánica Mesovariscica con el complejo riódacítico-riolítico.

Integran el complejo las rocas intrusivas, efusivas y piroclásticas de composición riódacítica hasta netamente riolítica. Impresiona en este complejo la coloración de la pasta de las rocas, que varía entre el negro-marrón, el violeta y hasta el chocolate. Hay también riolitas lila-rosadas.

La distribución areal de las rocas pertenecientes a la fase magmática intercarbónica es muy significativa. De un lado abundan en el NW. en la zona trasera de la imbricación, perforando o cubriendo la Formación Alto Tupungato de edad infracarbónica. De otro lado perforan o cubren la serie infracarbónica, que aflora a lo largo del borde oriental de la Cordillera Frontal. Hasta la fecha no se han encontrado en ningún afloramiento al penetrar la serie supracarbónica. Algunas de las rocas volcánicas aquí descriptas se hallan como rodados, constituyendo los bancos conglomerádicos de la Serie Supracarbónica.

Nuestros relevamientos han comprobado plenamente el concepto de Stappenbeck (1917) de que el granito rojo es posterior e intruye las andesitas y las riolitas de la asociación recién descripta.

De lo expuesto resulta aceptable la ubicación tanto del cuerpo plutónico granodiorítico-tonalítico como también de la Asociación Volcánica en el Intercarbónico, a pesar de las opiniones anteriores que han optado por una edad pérmica hasta triásica superior.

IV. SERIE SUPRACARBÓNICA

A esta serie atribuimos dos formaciones separadas entre sí: la Formación Alto Tunuyán, que es más grande y fosilífera, y la aislada Formación Las Peñas.

1. *Formación Alto Tunuyán.* — La propagación areal actual de esta formación es bastante extensa, aflorando como una zona oblicua al rumbo general (submeridional) de la Cordillera Frontal. Ella está ahora desmembrada por la tectónica, pero la cuenca originaria de la sedimentación debió ser una sola. Empieza en el Alto Tunuyán en la latitud de la boca del río Palomares, siguiendo hacia el norte y torciendo levemente hacia el naciente. Cruza las cabeceras del río de las Tunas acunándose hacia el NE. Luego desaparece por un corto trayecto a causa de la eliminación por la falla inversa, siguiendo después con rumbo NE por la Loma Pelada hasta cerca de la Llanura Pedemontana. La segunda escama referible con reservas al Carbónico superior comienza en el Portezuelo del Fraile y corre a grandes alturas hacia el noreste, formando las pendientes orientales del Cordón del Plata.

La parte austral de la Formación Alto Tunuyán ha sido estudiada detalladamente por Fidalgo (1958).

Esta formación se presenta como una sucesión potente (más de 1.500 metros) de rocas clásticas que se pueden agrupar en los siguientes complejos:

Sedimentos pelíticos, constituidos por bancos macizos de lutitas oscuras y con frecuencia algo muscovíticas; lutitas negras de laminación fina y fisilidad bien desarrollada, de coloraciones oscuras, levemente carbonosas y micáceas, a veces con piritita autigénica. Limolitas de variada coloración, preferentemente verdosas y grises oscuras, ya macizas, ya estratificadas.

Sedimentos psamíticos, integrados en primer lugar por areniscas y areniscas muscovíticas con escasa participación de feldespato. Hay también areniscas limosas y arcillosas, y ortocuarcitas verdosas hasta oscuras. Frecuentemente se nota en las psamitas una roca intermedia entre grauvaca y ortocuarcia, que se puede clasificar como una sub-grauvaca.

La laminación desaparece gradualmente en las areniscas finas, pasando a una más o menos bien desarrollada estratificación preferentemente paralela en areniscas micáceas lajosas. La mayoría de las rocas cuarzosas se presenta en forma de bancos de estructura maciza.

En las intercalaciones arcillosas entre los bancos psamíticos, se notan con frecuencia ondulitas (ripple marks) oscilatorias y de corriente tranquila.

Sedimentos psefiticos que desempeñan un papel subordinado y aparecen en forma de lentes o bancos delgados conglomerados oligomícticos, cuyos clastos relativamente pequeños corresponden a rocas del basamento. Menos frecuentes son los polimícticos. Aparte de esto, se manifiestan rodados oligomícticos dispersos en las rocas pelíticas y psamíticas, formando limolitas y cuarcitas conglomerádicas, etc. Entre los clastos de los conglomerados se ha comprobado la presencia de rocas muy parecidas a las que constituyen el Carbónico Inferior y aparte de este rodado de granodiorita y rocas volcánicas de la Asociación Volcánica Intercarbónica.

No he podido individualizar hasta la fecha verdaderas tilitas, por falta de rodados estriados y facetados, especialmente en la zona occidental de la Alta Cordillera.

En los contactos ígneos son frecuentes las silicificaciones, y en algunos casos, por la recristalización pavimentosa, se desarrollan aureolas de hornfels textural de escasa potencia (1-50 m). En porciones más profundas de la estructura aparecen ya vestigios de inyección nodular incipiente, restringida a los contactos proximales.

Importan también las características negativas, a saber: falta casi completa o escasez de evaporitas, ftanitas y de rocas carbonatadas.

Los restos paleontológicos son raros y se hallan en lutitas y margas de la Formación Alto Tunuyán en el perímetro de la Hoja 25 a. Según datos aportados por Fidalgo (1958), la lista de fósiles revela la presencia de una fauna marina con abundantes ejemplares de:

- “Orthoceras”* sp.
- “Spirifer”* sp.
- Septosyringothyris keideli* Harr.
- Linoproductus cora* d'Orb.
- “Productus”*, muy espinoso
- Chonetes* indet.
- Orbiculoidea* sp.
- Pseudamusium* sp.
- Aviculopecten cf. Barrealis* Reed
- Gastrópodos no determinados
- Fenestrella* sp.

De plantas sólo se han encontrado algas, difíciles para una clasificación sistemática.

Basándonos en las opiniones de Amos y de Mésigos, podemos sin mayor riesgo aceptar que por ahora "Productus" cora d'Orb. quede provisionalmente como fósil-guía para el Carbónico superior en la América del Sur, mientras que *Septosyringothyris* pierde su papel determinativo para el Carbónico inferior.

La fáunula de Fidalgo del Alto Tunuyán resulta muy parecida, y sin duda equivalente a la fáunula pensylvaniana de Barreal, estimada como supracarbónica por varios autores (Leanza, Harrington, Mésigos y Amos).

El límite superior de esta formación no es conocida. Sin embargo, en la Alta Cordillera faltan aparecentemente elementos de prueba concretos, litológicos y también paleontológicos, para poder extender el límite superior adentro del Pérmico. La formación pertenece sin ninguna duda enteramente al Carbónico. La delimitación del Carbónico superior hacia abajo, en nuestra zona, tampoco es posible por falta de documentación paleontológica.

2. *Formación Las Peñas.*—Asoma en el límite entre las Hojas 24b y 25 a cerca del cerro Las Peñas situado en el borde oriental de la Cordillera Frontal a poca distancia del arroyo de Olmos. El afloramiento mayor se halla enclavado entre dos bloques del basamento, estando cortado en su borde austral y boreal por el plutón granítico. En la base de la formación afloran bancos de conglomerados y pudingas, de grano grueso a mediano, que no revelan vestigios de estriación. Los clastos proceden de rocas del basamento y también de rocas ígneas que hemos atribuído a la Asociación Plutónica Mesovaríscica o Intercarbónica. Sobre los conglomerados yace una secuencia de lutitas y areniscas micáceas lajosas de rumbo N 20° a 40° E, y buzamientos fuertes hacia el SE.

El afloramiento menor se halla al lado del cerro Las Peñas. Las rocas marcan rumbo N 80° W y con subverticales, descansando sobre el Proterozoico, cuyos esquistos tienen dirección N25° W y 50° de inclinación hacia el W. La discordancia angular es en T y el contacto anormal debido, a mi parecer, al plegamiento por despegue.

Las sedimentitas de las Peñas no han proporcionado ningún dato paleontológico de valor. Su edad es evidentemente muy dudosa. La presencia de rodados de rocas ígneas intercarbónicas es el único argumento en favor de su edad supracarbónica, ya que la formación Alto Tunuyán de la misma edad brinda no sólo fósiles sino también los clastos de las mismas rocas ígneas mesovaríscicas.

3. *Ambiente de sedimentación.*— El análisis litológico y paleontológico evidencia en esta zona de la sedimentación supracarbónica, una alternancia monótona de arcillitas-lutitas con areniscas micáceas, cuarcitas y grauvacas del ambiente nerítico hasta batial con cuencas mal oxigenadas y anaeróbicas. La pobreza de vida animal es significativa, y otro tanto puede decirse de las rocas carbonatadas. La cercanía de las áreas positivas se afirma por la frecuencia de elementos psefíticos y de pudingas. Las rocas totalizan, sin ninguna duda, un conjunto de sedimentitas sinorogénicas (de Sitter) conocidas bajo la denominación de Flysch. El geosinclinal supracarbónico de la zona aquí considerada tenía diseminadas lomas de áreas positivas, constituídas por el basamento y el Carbónico inferior, las cuales proveyeron el material clástico, de que se rellenó el geosinclinal.

V. MOVIMIENTOS TARDÍO-CARBÓNICOS O TARDÍO-VARÍSCICOS

La serie supracarbónica fué dislocada durante un movimiento orogénico vehemente, que produjo una estructura ímbrica no reconocida por los investigadores anteriores. Este movimiento es el último movimiento orogénico de importancia de la Revolución Varíscica que afectó a la Cordillera Alta y por lo tanto merece ser denominado como tardío-varíscico.

Lamentablemente no se ha expuesto a la vista ningún contacto normal de la Serie supracarbónica con las formaciones de mayor edad.

El estilo tectónico del movimiento tardío-varíscico cambia sensiblemente en el rumbo de la estructura. Así, en la parcela austral (Alto Tunuyán), se expone un plegamiento fallado, que localmente ha sido complicado por sobrecurrimientos. Según lo demuestra el perfil n° 3, en la parcela austral el plegamiento es concéntrico y moderadamente desmembrado por fallas coetáneas. Hacia el naciente, cerca del contacto con el plutón granítico del cerro Manso, se expone un sobrecurrimiento del paquete de estratos plegados de la Formación Alto Tunuyán por encima del supuesto Carbónico inferior amasado por este corrimiento.

Hacia el norte y noreste cambia el estilo tectónico, la compresión lateral se acentúa y con ella se está desarrollando el fallamiento inverso, dando efectivamente una estructura ímbrica.

La faja céntrica ocupa el sector medio y nororiental de la Cordillera Frontal, o sea las pendientes occidentales del Cordón del Portillo, junto con el Cordón de las Delicias y las laderas orientales

del Cordón de Santa Clara y del Plata. Allí el Carbónico superior asoma en escamas, separadas por escamas del basamento, que cabalغان sobre el Carbónico. Esta es la zona de imbricación varística propiamente dicha. (Bosquejo y perfil n^o 2). A esta estructura se agrega también la escama incompleta del afloramiento de Las Peñas, cuyas prolongaciones SW y NE han sido destruidas por el plutón granítico.

Existen a la vista dos zonas o escamas principales del Carbónico Superior, separadas por zonas o escamas principales del basamento. Cada una de estas zonas tectónicas está a su vez subdividida en varias escamas secundarias.

El rumbo general de las escamas es N 30 ° E en el norte (Cordón del Plata y de Santa Clara), pero hacia el sur tuerce levemente, pasando en las cabeceras del río de las Tunas y del Tunuyán al rumbo casi N-S, preferentemente N 10° E.

Resulta, pues, por esta torsión, un arco muy abierto hacia el SE. Las escamas se cabalغان recíprocamente por intermedio de fallas inversas de alto ángulo (55-75°), inclinadas hacia el W y WNW. La inclinación crece hacia arriba, disminuyendo en profundidad como en fallas curvas.

Algunas de las escamas se suprimen por la tectónica de falla inversa. La potencia horizontal de éstas oscila entre 100 y 4.000 m. Los planos principales de imbricación no corren estrictamente entre las formaciones; a menudo se ven en las bases de las escamas, bloques de otra formación arrastrados durante el empuje.

Sobre los detalles de la tectónica de una escama del Carbónico Superior ilustra el perfil n^o 1 del A^o Pabellón, que se halla en las cabeceras del río de las Tunas. Una escama del Carbónico Superior, constituida por la secuencia monótona de lutitas y areniscas (Flysch) está enclavada entre dos bloques de basamento. En el naciente el Carbónico Superior cabalga por intermedio de una falla inversa sobre el basamento profundamente metamorfozido y constituido por micacitas granatíferas, anfibolitas y serpentinitas. A su vez el Carbónico está sobreescorrido por un bloque del basamento de menor metamorfismo (facies de albita-epidoto-anfibol). Se destaca en este perfil, en un trayecto de 4.000 m, una estructura sumamente plegada y despedazada por un juego de fallas inversas, de altos ángulos, en más de 20 bloques estructurales menores o subescamas. En los tramos orientales del perfil se destacan pliegues volcados, acostados y arrastrados junto con zonas de amasamiento. En fin, en esta parte oriental del perfil se evidencian pruebas inconfundibles de existencia del frente de un avance turbulento de masas corticales hacia un contrafuerte

autóctono constituido por el basamento, o sea en dirección hacia el naciente y sudeste. Los rumbos dominantes del Carbónico son N 20°-40° E y los buzamientos occidentales, superiores a 45°; con frecuencia oscilan entre 55 y 75°.

Las fallas que disectan el paquete supracarbónico del arroyo Pabellón son más o menos paralelas a los planos de la imbricación principal y buzan también hacia el oeste y el suroeste respectivamente. Pero existen allí también fallas de inclinación opuesta, o sea oriental, que pueden interpretarse como fallas antitéticas, que descargan la fuerza en la zona del choque con el contrafuerte.

En resumen, las fallas inversas de la imbricación interna tienden a ajustarse al alineamiento de los pliegues, peculiaridad muy característica en las estructuras de imbricación en otros países. La deformación de esta fase diastrófica, que elevó desde el subsuelo el basamento, formando las escamas, se debió no sólo a las fuerzas tangenciales, sino también al empuje vertical, dirigido desde la infraestructura hacia arriba. Considero que la fuerza resultante está también en clara y directa conexión con el emplazamiento del plutón granítico. Este juego de fuerzas originó tensiones y compresiones laterales tan fuertes, que la descarga de las tensiones se produjo no sólo por reducción lateral de la estructura, o sea por un amontonamiento de material rocoso en la faja de la imbricación, sino también por fallas y corrimientos traseros, que tanto en estructuras mayores como también menores, buzan fuertemente al E. Examinando los principales planos de los corrimientos, encontramos una relación llamativa respecto a los cuerpos intrusivos intercarbónicos (mesovariscicos). Así, en la quebrada del arroyo Grande, en las cabeceras del río de las Tunas y también en la base nororiental del Cordón del Plata, se puede observar a simple vista que los planos de los corrimientos principales recortan no sólo al Carbónico y al basamento, sino también a los cuerpos plutónicos constituidos por las granodioritas y las tonalitas de edad intercarbónica. En otras palabras, los planos de imbricación guillotinan los plutones mesovariscicos de menor tamaño, siendo a su vez estos planos atravesados con posterioridad por el granito tardio-variscico (véase el Bosquejo). En los lugares recién mencionados las granodioritas y tonalitas recortadas por los planos de corrimientos han sido trituradas, formando brechas tectónicas que pueden alcanzar el aspecto de una harina tectónica. Los plutones mesovariscicos así recortados han sido pasivamente corridos con sus rocas de caja sobre los otros bloques estructurales.

Lamento no poder aclarar en forma clara y definitiva el compor-

tamiento del bloque más occidental de la estructura tardío-variscica y constituido por las sedimentitas de Alto Tupungato. La causa principal radica en la falta de observaciones exactas en las cadenas casi inaccesibles y que carecen de cortes transversales naturales. El bloque del Carbónico inferior (Formación Alto Tupungato) parece cabalgar no sólo la última escama occidental del basamento del Cordón de Santa Clara, sino también al Carbónico superior del Cordón del Plata. Por lo tanto, ha sido menester dibujar este contacto como si fuera una falla inversa y agregar este bloque como el último eslabón occidental de la imbricación tardío-variscica de la Cordillera Frontal.

Por falta de sedimentos pérmicos documentados en la Alta Cordillera, resulta difícil ubicar los movimientos recién analizados en el cuadro cronológico internacional y asignar edades concretas a esta fase del movimiento. A título precario quizás sea admisible la siguiente especulación.

Esta falta de sedimentación pérmica en los límites de nuestra estructura se interpreta como consecuencia de un movimiento tectónico al finalizar la sedimentación de la serie del Carbónico superior. Este movimiento convirtió la cuenca de sedimentación supracarbónica en un área positiva, expuesta a la erosión. Por lo tanto, el movimiento acaecido durante las fases tardías de la Revolución Variscica de la Alta Cordillera de Mendoza, que afectó al Carbónico superior, se podría considerar como sincrónica a la fase Asturiana o quizás Arbucle Orogeny, que se sitúan todavía en las postrimerías del Carbónico.

Según las investigaciones más recientes de Harrington (1853), Dessanti (1956) y varios otros, el auténtico Pérmico se halla en el naciente de la Alta Cordillera de Mendoza, formando potentes series de acumulación continental, tipo molassa postorogenética (Grupo de Santa Clara de Harrington, y la Serie de Cochicó de Dessanti). Forman el epilogo sedimentario del desarrollo del Paleozoico en la parte occidental de nuestro país. El paquete pérmico ha sido levemente dislocado durante un movimiento variscico final y acompañado por el vulcanismo, que debería llamarse también variscico final.

De todas maneras, prescindiendo de los detalles cronológicos algo especulativos recién aducidos, resulta factible asignar provisoriamente una edad elástica o sea la tardío-variscica, tanto para la imbricación como también al magmatismo correlacionado. Esta designación ha sido, según creo, suficientemente documentada para poder aspirar a ser aceptable como base para una discusión más concreta, y constituir un fundamento para las futuras investigaciones detalladas, tan necesarias en esta zona.

Tal movimiento postpennsylvaniano y pretriásico ha sido perfectamente postulado y propugnado por Mésigos (1953) en Barreal, de la Precordillera colindante.

VI. FASE MAGMÁTICA TARDÍO-VARÍSCICA

El movimiento orogénico tardío-varíscico recién considerado está enlazado con un intenso magmatismo, que se compone de dos entidades:

1. Asociación Plutónica Tardío-carbónica o Tardío-varíscica, y
2. Asociación Volcánica Tardío-varíscica, que desempeña un papel subordinado con respecto a la amplitud de la asociación plutónica.

La Asociación Plutónica se presenta como un plutón múltiple, estando integrada por distintas rocas que pertenecen a una sola época del emplazamiento.

En la zona estudiada afloran varios pequeños cuerpos plutónicos mal expuestos y constituídos por rocas básicas de discutible edad, pero relacionados con el magmatismo varíscico. Los integran las sienodioritas de la Cordillera de las Llarctas en el sur, luego la diabasa hipersténica y gabro uralitizado del Cordón del Portillo y del Cordón del Plata. Han sido estudiadas por la Srta. L. M. Villar. El granito tardío-varíscico corta estos cuerpos básicos, que con reserva atribuimos a la Asociación Plutónica Tardío-varíscica. La misma facies plutónica tardío-varíscica está constituida principalmente por el granito rosado con sus diferenciaciones.

Un gran cuerpo plutónico múltiple de rocas graníticas que forma ahora el zócalo visible de la Cordillera Frontal, se ensancha aparentemente hacia abajo. En su techo levanta las formaciones sedimentarias y metamórficas y las vulcanitas de mayor edad.

Las observaciones realizadas en esta amplia zona permiten separar en este cuerpo plutónico dos fases consecutivas de intrusión del magma, de diferente composición, pero consanguíneas.

La facies granodiorítica constituida por el granito blanco, la granodiorita y diorita biotítica blanca y rocas hipabisales, como por ejemplo el pórfiro granodiorítico, muy frecuente en el sudeste del área considerada.

La facies posterior y mucho más difundida es de composición general granítica; la adamelita se halló sólo en contados casos. La roca

típica es un granito biotítico rosado con ortosa y microclino. Las variedades comunes del granito son: un microgranito rojizo, muy rico en cuarzo, granito porfiroblástico y finalmente pegmatítico, y son frecuentes filones de aplita rosada.

Las rocas graníticas intruyen y perforan al basamento y ambas series carbónicas, El granito intruye o engloba con frecuencia a las granodiorita tonalitas mesovariscicas, evidenciando el hiato, corto pero patente, que se intercala entre la fase mesosilíceica y la ácida del magmatismo relacionado con la tectónica variscica.

Las mismas relaciones guarda el complejo granítico con las rocas que totalizan la Asociación Volcánica Mesovariscica. Ya desde las investigaciones de Stappenbeck (1917) se sabe que el granito rojo penetra no sólo el complejo andesítico-dacítico, sino que también se introduce en el complejo riolítico oscuro.

En la estructura ímblica se alojan los plutones graníticos discordantes, afectando el basamento y la Serie Supracarbónica, sin mostrar ninguna clase de disturbios mayores, tanto en los planos de imbricación como también en la roca misma, que queda siempre fresca y sin vestigios de milonitización y de haber sido expuesta a las presiones orogénicas.

Teniendo todas estas circunstancias en cuenta, se debe considerar el plutón granítico posterior a la fase orogénica que produjo la estructura ímblica y por lo tanto postectónico.

El magmatismo tardío-variscico remata con un volcanismo relativa y débilmente acentuado en la zona estudiada. Las rocas que constituyen la Asociación Volcánica Tardíocarbónica y quizás Postcarbónica son: riolitas y pórfiros riolíticos, tobas de cristales, tobas litoides y tobas normales de composición riolítica.

Existe un obstáculo realmente difícil de superar en esta etapa de nuestros conocimientos del problema. Estriba esta dificultad en la falta del criterio seguro para poder discriminar y separar en el mapa las riolitas oscuras que finalizan la Asociación Volcánica Intercarbónica de las riolitas tardío-carbónicas aquí consideradas. El criterio del color, que en el caso de las riolitas que forman la cola del magmatismo variscico es rojo, rosado o blanquecino, no tiene base suficientemente segura, ya que entre las vulcanitas oscuras de la Asociación Intercarbónica también aparecen afloramientos de bancos claros. El único criterio seguro es la relación recíproca de los complejos volcánicos con el granito rojo. Este granito, el último eslabón del plutonismo variscico, intruye en algunos afloramientos a las riolitas viejas y a su vez el granito está en varios puntos surcado por los diques de

riolita roja y clara. Se pudo también establecer con toda la seguridad que los diques riolíticos nacen en los cuerpos plutónicos graníticos, siendo por lo tanto posteriores.

Por ahora no sería fácil circunscribir la fecha de la terminación de la acción volcánica de porte eminentemente riolítica, pero no cabe duda que entran profundamente en el Pérmico como tobas y otros depósitos piroclásticos. Son de mayor edad que las vulcanitas triásicas y especialmente supatriásicas o el Coyochoilitense de Groeber, cuyos afloramientos han sido señalizados de otras provincias, pero no se han presentado en la zona aquí analizada.

VII. CARACTERÍSTICA GENERAL DEL PLUTONISMO VARÍSCICO

El plutón múltiple ácido de rocas graníticas de edad tardío-carbónica debe relacionarse, por su consanguinidad, con el plutón mesosilíceo granodiorítico-tonalítico de mayor edad, o sea intercarbónico. Prescindiendo del parentesco petrológico, se nota una estrecha relación cronológica, ya que ambos plutones múltiples se enlazan con la Revolución Varíscica.

Ambos complejos plutónicos múltiples totalizan una unidad plutónica de mayor envergadura que llamaremos "Batolito Compuesto Varíscico de la Cordillera Frontal". Ocupa este cuerpo una superficie de aproximadamente 2.000 km² en el área aquí examinada, prolongándose hacia el sur y norte y formando el substrato visible de la estructura varíscica de la Cordillera de Mendoza.

Stappenbeck (1917) asignó edad triásica a las intrusiones graníticas del Cordón del Plata. Groeber (1929) opinaba en forma similar, pero en el año 1951 considera este granito como "reputadamente carnense", para modificar en breve (1952) su opinión, dando por segura la edad infracarbónica del emplazamiento del granito. Esta asignación efectuada por Groeber se basa en una interpretación particular de las investigaciones de Zöllner (1954) en Andacollo, Neuquén. Groeber supone que las tobas inferiores de Zöllner se relacionan con el granito, lo que es sumamente dudoso. Luego la asignación de edad turnesiana a la formación Huarco no está documentada fehacientemente. El *Sep-tosyringothyris Keideli* de Andacollo es totalmente diferente del *Syringothyris* del Turnesiano. En la lista de la fauna de Andacollo de Zöllner se halla *Alorysma*, que es un fósil del Carbónico más alto y del Pérmico (Harrington, 1947). Por lo tanto, la base para asignar la edad infracarbónica al granito no parece ser firme; sin embargo,

estoy conforme con Groeber cuando conecta ahora el granito con el Carbónico, o sea con un período eminentemente orogénico y no con el Triásico, que en nuestro país parece ser lapso de calma tectónica.

Los rodados del granito aquí considerado se hallan en la base de la Serie de Cacheuta, cuya porción mayor es del Triásico medio, según las recientes investigaciones paleontológicas de Minoprio (1958).

Al considerar la edad del batolito tardío-carbónico de la Cordillera Frontal no puedo en este momento sobrepasar una observación importante de Dessanti (1956), que anunció la presencia de rodados "de un granito rojo de grano grueso" entre los bancos conglomerádicos de su Serie de Cochicó, que es de edad pérmica. Tuve oportunidad de examinar la Serie y los rodados del granito, que integra indudablemente al conjunto del batolito descripto.

De lo expuesto se deduce que ahora ya no hay mayores obstáculos para ubicar el complejo granítico del batolito de la Cordillera Frontal en las postrimerías del Carbónico y designar la edad elástica "tardío-variscica" para cumplir con el requerimiento del mecanismo del emplazamiento del plutón, que perdura mucho más allá de la fase orogénica, relacionada con él.

Cúmpleme, por último, anotar la auténtica opinión de Zöllner (1954) sobre el esgrimido problema de la edad del granito de Andacollo: "se considera a la intrusión granítica-granodiorítica todavía perteneciente al Carbónico, aunque se pudiera pensar en una edad Pérmica".

F. ESTRUCTURAS MARGINALES DEL BLOQUE VARISCICO DE LA CORDILLERA FRONTAL

La estructura que acabamos de describir constituye una fracción de la Cordillera Frontal, que es un ente geomorfológico y estructural de grandes proporciones. Asimismo el actual Bloque Variscico es indubitavelmente sólo un eslabón de un orógeno variscico, cuya forma y dimensiones en nuestro país son todavía poco precisas. Ha sido separado del mencionado orógeno por los movimientos posteriores, así que ahora asoma en forma de un bloque totalmente aislado y enclavado entre las estructuras marginales de edad andina.

Del lado occidental la planicie de destrucción elaborada en el bloque variscico se sumerge debajo de la estructura compleja de edad andina que totaliza ahora la Cordillera Principal. Existe una notable diferencia entre el sector austral y el boreal de esta estructura marginal. En la porción austral la estructura variscica se hunde debajo de

una potente Serie Continental Intermontana, de edad infra hasta mesoterciaria, que a su vez está montada por el Mesozoico marino. En una publicación anterior (1957) tuve oportunidad de reseñar que tanto la Serie Terciaria Intermontana como también el Mesozoico marino han sido convertidos por la enorme compresión orogénica en una estructura ímbrica, constituido por 16 bloques, que se cabalgan recíprocamente. El movimiento responsable de esta tectónica ímbrica se sitúa entre el Mioceno medio y los principios del Plioceno. Es un movimiento capital de la Revolución Andina.

En la porción boreal la Serie Continental Intermontana de edad infraterciaria no está desarrollada, o, si acaso aparece, lo hace en forma muy pobre. Así, en el ambiente del río Alto Tupungato el bloque variscico se hunde directamente debajo de un paquete autóctono, constituido por sedimentitas clásticas del Bathonense-Calovense, que a su vez está cabalgado por varias escamas del Mesozoico en imbricación reconocida por González Bonorino (1950). La estructura ímbrica de la porción boreal es, pues, nada más que la prolongación de la misma estructura del sur. La dirección general de esta estructura miocena es N 20° W hasta meridional.

Resumiendo lo antes dicho, llegamos a la conclusión de que, a lo largo del margen occidental la estructura tardío-variscica ha sido aplanada durante el Pérmico y Triásico y luego cubierta y sobreescurrecida por grandes masas del Terciario y Mesozoico que totalizan el bloque estructural andino de la Cordillera Principal.

No estaremos errados en considerar esta zona más occidental de toda la Cordillera mendocina aquí analizada, como la sede de fuerzas activas y de empujes que han erigido la estructura miocena ímbrica misma. Mirando las cosas desde la supraestructura, ahora visible, observamos una migración de escamas de imbricación desde el oeste hacia el naciente, o sea desde el Pacífico hacia el Atlántico. Sin embargo, tal observación no pretende determinar la dirección absoluta del movimiento aquí considerado.

En todo el caso las escamas de imbricación de la Cordillera Principal, empujadas hacia el naciente, han sido frenadas en su avance por el rígido Bloque variscico, que ya guardaba su posición relativamente alta, por lo menos en la zona, ocupada ahora por la actual Cordillera Frontal.

Surge, pues, el problema de si este bloque rígido variscico fué capaz de transmitir velozmente las fuerzas orogénicas, stresses, hacia adelante para poder formar simultáneamente una parecida estructura marginal en el naciente de este bloque.

Pasando, con tal objeto, a un breve análisis de las estructuras marginales, que se hallan en el oriente del Bloque Varíscico, debemos discriminar en esta zona también dos distintos sectores. Así, en el sector boreal el bloque varíscico colinda con una estructura terciaria que denominaré “Espolón de la Carrera”, y en la porción austral con un bajo estructural o graben joven, el llamado “Bolsón de Tunuyán”, de edad mesopleistocena.

La estructura del “Espolón de la Carrera” se halla en la base nor-oriental de la estructura tardío-varíscica del Cordón del Plata, y ha sido descrita en forma exacta, aunque no completa, por Stappenbeck (1917). Según este investigador, las porfiritas que se repiten en el perfil no pueden interpretarse como intercalaciones en la capa sedimentaria, sino como un efecto tectónico, o sea una imbricación.

La estructura del Espolón de la Carrera está constituida por varias escamas, que se suceden desde el naciente hacia el poniente, de esta manera (véase Perfil nº 2): Formación Mogotes (Ripio Dislocado), afectada y dislocada por una escama constituida por areniscas rosadas conglomerádicas de dudosa ubicación en el Terciario. Se podría paralelizarlas con la Formación Mariño (Oligoceno, según Groeber, 1952) o quizás con el Calchaquense (Mioceno medio a superior). Por el momento la solución no es posible. Esta escama terciaria cabalga a los Mogotes por intermedio de una falla inversa de ángulo muy alto (70° a 80° W). Hacia el poniente sigue cabalgando una escama muy estrecha de riolitas tardío-varíscicas. La siguiente escama de imbricación está constituida por el Carbónico inferior (Form. Loma de los Morteros), que se ensancha hacia el norte, hundiéndose debajo de la Asociación Volcánica Mesovaríscica, siendo localmente cubierta por rocas volcánicas mesovaríscicas.

Este Carbónico está cabalgado a su vez por una escama de vulcanitas y del Proterozoico, luego vuelve a aparecer una lente de Mariño-Calchaquense y finalmente la última escama de la estructura del Espolón, representada por las rocas dacítico-andesíticas de edad mesovaríscica. De tal manera la estructura del Espolón de la Carrera está constituida por 8 o quizás más escamas de distintas formaciones, que se cabalgan inversamente a lo largo de planos de rumbo general submeridional, con leves desviaciones hacia el W y E. Los buzamientos son mayores de 45° y dirigidos hacia el oeste.

La última escama occidental del Espolón de la Carrera está sobre-escurrada y cabalgada a lo largo de un plano orientado N-S e inclinado 50° al W por el bloque estructural tardío-varíscico antes descrito y que abarca también el Cordón de Plata. En este plano del sobre-

escurrimiento del Bloque Tardío-varíscico sobre la estructura del Espolón de la Carrera se intersectan dos rumbos estructurales diferentes: el nororiental, de edad tardío-varíscica, y el submeridional, del Terciario final. La discordancia angular entre ambas se aprecia en 40° término medio.

Ante la imposibilidad de definir objetivamente la edad de las dos antes mencionadas escamas, constituídas por el Terciario continental (Oligoceno o Mioceno), surgen dificultades en la asignación exacta de la edad del movimiento que originó la estructura ímbrica del Espolón de la Carrera. Sin embargo, teniendo en cuenta el hecho de que en este movimiento está implicada también la Formación Mogotes, cuya edad corresponde aproximadamente al límite entre el Plioceno y Pleistoceno, tenemos una probabilidad de asignar a este movimiento una edad posterior al movimiento de imbricación miocena en el oeste. Por nuestra parte creemos probable que represente la Fase Principal del Tercer Movimiento de Groeber (1952), la que se ubica en las últimas fases del Plioceno.

Las consideraciones recién expuestas parecen, a pesar de la carencia de documentación paleontológica en los estratos terciarios, reclamar la actuación de dos fases tectónicas andinas consecutivas, que formaron las estructuras marginales a ambos lados del bloque varíscico. Por una parte el movimiento mioceno en el occidente y el movimiento plioceno final en el naciente del bloque varíscico. En ambos casos el estilo tectónico tiene semejanza y da por resultado una imbricación.

Aceptando como base de las consideraciones la realidad de empujes dirigidos desde el lado pacífico hacia el naciente durante la orogenia terciaria en la Cordillera, tendríamos forzosamente que admitir una transmisión retardada de las fuerzas a través del rígido bloque varíscico. Las causas de este considerable atraso y pausa tectónica no se pueden discutir aquí, pero es perfectamente admisible suponer que en la cuenca marginal en el naciente de la estructura varíscica continuaba sin mayores disturbios la sedimentación de la potente serie miopliocena continental, reconocida por los geólogos de Y.P.F. en el área de Tupungato y en las Huayquerías de San Carlos.

El nuevo paroxismo que formó la estructura del Espolón de la Carrera y otras en el naciente se debe, pues, a la fase final o sea a la fase póstuma de la Revolución Andina que se ubica a fines del Plioceno. Este movimiento es, desde mucho tiempo ha, conocido como la Fase Principal del Tercer Movimiento de Groeber.

G. CONSIDERACIONES GENERALES

Las líneas precedentes tienden a formular una explicación sobre la disposición areal y la constitución interna del bloque estructural varíscico, que en la zona del estudio corresponde a la Cordillera Frontal.

El bloque varíscico se halla desconectado de otras fracciones de las cadenas varíscicas del país, estando enclavado, en el sentido longitudinal, entre las estructuras terciarias, es decir, entre la Cordillera Principal por occidente y la estructura de la Carrera por el naciente. Pero la mayor parte del borde oriental del bloque varíscico de la Cordillera Frontal está constituida por la zona fallada, que originó estructuras negativas, como por ejemplo la Depresión de los Huarpes con el relleno terciario dislocado y el Bolsón de Tunuyán con el relleno neocuartario no dislocado.

Propongo el término colectivo "Estructuras de Los Huarpes", para tales estructuras parciales reconocidas perfectamente por los geólogos de Y.P.F. como: Tupungato, Lunlunta, Barrancas y Huayquerías de Mendoza. Todas estas estructuras son efectivamente fragmentos de una sola cadena póstuma de la misma edad, que surgió a los fines del Plioceno del relleno continental terciario de la Depresión de los Huarpes.

A primera vista se destaca con claridad una notable diferencia entre la parte austral y la boreal del bloque varíscico. La parte austral está constituida casi exclusivamente por rocas magmáticas varíscicas con un desarrollo extraordinario del batolito compuesto de la Cordillera Frontal. Por el contrario, la parte boreal se presenta como una estructura ímbrica tardío-varíscica constituida por varias escamas del Basamento y del Carbónico que se cabalgan recíprocamente con ángulos altos. Las rocas magmáticas retroceden allí al segundo plano, siendo los planos de la imbricación atravesados por stocks menores del granito. El batolito, como tal, no está expuesto en la zona de imbricación.

Considerando la disposición planimétrica de las escamas de la estructura ímbrica, observamos un arco abierto hacia el sur y este alrededor del bloque mayor del basamento del Cordón del Portillo; así que la imbricación tardío-varíscica cruza oblicuamente a través de la Cordillera Frontal. Este bloque mayor de basamento actuó durante el movimiento tardío-varíscico como un bloque rígido, un contrafuerte, tanto más que el basamento fué consolidado y estabilizado por la intrusión plutónica intercarbónica. Es así como ese cuerpo cons-

tituyó un bastión rígido que frenó los empujes laterales durante la orogenia tardío-variscica, originando como consecuencia corrimientos de imbricación.

Pero resulta, muy curioso, que durante los movimientos andinos se produjera también en esta región una estructura ímblica, lo cual sugiere semejantes —y por lo tanto casi permanentes— condiciones estructurales durante todas las fases orogénicas en la zona estudiada. Buscando una aceptable explicación de este fenómeno tectónico, momentáneamente no encuentro ninguna mejor que la disposición areal de los bloques antiguos del Basamento.

Téngase en cuenta que en el bloque del Portillo Argentino tenemos un baluarte de edad precámbrica, destacado profundamente hacia el Pacífico ($69^{\circ}30'$ L.W.). Sin embargo, a poca distancia hacia el W, el basamento aflora otra vez en la Cordillera Costanera de Chile (Brüggen y Muñoz-Cristi). En el canal estrecho (más o menos 120 km) que separa ambos bloques del Basamento se ubican artesas de acumulación o geosinclinales del: Carbónico, Mesozoico y del Terciario y actúan cuatro diastrofismos consecutivos. Aquella faja orogénica sumamente estrecha favoreció fuertes desplazamientos laterales y verticales del paquete sedimentario, dando siempre como efecto final una estructura ímblica, que ha de interpretarse como una forma exagerada del plegamiento en condiciones muy violentas por escasez de espacio.

Según mis conocimientos actuales, la imbricación tardío-variscica parece ser un ente local, limitado a la zona de mayor compresión, mientras que en la zona estudiada, la imbricación terciaria es de mayor amplitud y más bien una estructura regional. Esto se explica como posible consecuencia del tamaño de los contrafuertes o cratones actuantes durante una y otra fases tectónicas.

Durante la fase tectónica tardío-variscica, el contrafuerte constituido por el basamento del Cordón del Portillo fué relativamente pequeño, dando como efecto una estructura también de relativamente reducido tamaño. De otra manera, durante la orogenia andina el bloque variscico, reforzado por el batolito granítico y que actuaba como un contrafuerte frenante el avance de masas corticales, fué poderoso y de vasto alcance, dando lugar a la formación de estructuras ímblicas de largo recorrido longitudinal.

Se comporta el bloque variscico durante la orogenia posterior o andina como un bloque rígido, cuya estructura interna, según la regla de Argand, no puede ser modificada orogenéticamente, o ser replegada durante la siguiente fase orogénica, sino fracturada y desplazada en forma de grandes bloques rígidos.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMOS, A. J. 1957. *New Syringothyrid brachiopods from Mendoza, Argentina*. Journ. Pal. vol. 31, n° 1.
- 1958. *Algunos Spiriferacea y Terebratulacea (Brach.) del Carbonífero superior del « Sistema de Tepuel » (Prov. de Chubut)*. Contr. Científicas, serie Geología, vol. II, n° 3, Univ. Buenos Aires.
- 1958. *Some lower Carboniferous brachiopods from the Volcan formation. San Juan*. Journ. Pal., vol. 32, n° 5, p. 838.
- APARICIO, E. 1950. *Descripción de la Hoja Geológica 23c, Mendoza*. Inédito. Dir. Nac. Geol. Min.
- BELOUSOFF, W. W. 1956. *Grundfragen der allgemeinen Geotektonik*. Geol. Rundschau. Bd. 45/2.
- BRUEGGEN, J. 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Santiago.
- BUBNOFF, S. 1923. *Die Gliederung der Erdrinde*. Fortsch.d. Geol. u Pal. Heft. 2.
- DESSANTI, R. N. 1945. *Sobre el hallazgo del Carbonífero marino en el A° Imperial de la Sierra Pintada (Depto. S. Rafael)*. Notas Mus. de La Plata. T. X, Geol., n° 42.
- 1958. *Geologic Outline of Natural Regions of Mendoza, Argentina*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Vol. 42, n° 11.
- 1956. *Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante*. Bol. 85, Dir. Nac. Geol. y Min.
- FIDALGO, F. 1958. *Contribución al conocimiento de la geología en las nacientes del río Tunuyán*. Tesis. La Plata, 1958.
- FRENGUELLI, J. 1949. *El perfil de la Cortadera de las faldas orientales de los cerros de Villa Unión (La Rioja)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. IV.
- FURQUE, G. 1954. *Descripción geológica de la Hoja 17b, Punilla (La Rioja, San Juan)*. E. 1:200.000. Dir. Nac. de Minería.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. 1950. *Geologic Cross section of tre Cordillera de los Andes at about Parallel 33° L.S.* Bull. Geol. Soc. Am. 61.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. F. 1955. *El paleozoico y las intrusiones graníticas en los contra-fuertes nororientales del Cordón del Portillo*. Tesis inédita. La Plata.
- GROEBER, P. 1952. *Mesozoico*. Geografía de la República Argentina. T. II. Gaea, Soc. Arg. de Estud. Geográf., Buenos Aires.
- 1952. *Alta Cordillera de Mendoza*. Publ. Museo B. Rivadavia, Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. J. 1953. *Hoja Geológica 22c, Ramblón*. Inédito. Dir. Nac. Geol. Min.
- MARSHALL KAY. 1947. *Geosinclinal nomenclature and the Craton*. Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Vol. 31, n° 7.
- MÉSIGOS, M. G. 1953. *El Paleozoico Superior del Barreal y su continuación austral « Sierra Barreal » (Prov. de San Juan)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. VII, 2.
- MINOPRIO, J. P. 1958. *Posición stratigráfica de los estegocéfalos de Mendoza*. Bol. de la Acad. Nac. de Ciencias. Córdoba. T. XL/2-4.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1942. *Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa, especialmente en la Provincia de Coquimbo*. Anal. Prim. Congr. Panamer. de Ing. de Minas y Geología. Geol. I parte. Tomo II. Santiago de Chile.

- POLANSKI, J. 1954. *Descripción geológica de la Hoja 26c, La Tosca (Prov. de Mendoza)*. Esc. 1 : 200.000. Inédita. Dir. Nac. Geol. Min.
- 1956. *Descripción geológica de las Hojas 24a, Cerro Juncal y 24b, Cerro Tupungato (Prov. de Mendoza)*. Esc. 1 : 200.000. Inédita. Dir. Nac. Geol. Min.
- 1956. *Descripción geológica de la Hoja 25a, Volcán San José (Prov. de Mendoza)*. Inédita. Dir. Nac. Geol. Min.
- 1957. *Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontánea del Alto Tunuyán*. Univ. Buenos Aires. Contrib. Científ. Serie Geol. Vol. I/2.
- RODRÍGUEZ, E. J. 1956. *Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera en la zona comprendida entre Estancia Uspallata y Cordón de los Paramillos (Prov. de Mendoza)*. Inédito. Univ. de La Plata.
- STAPPENBECK, R. 1917. *Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata (Prov. de Mendoza)*. An. Min. Agric. Sec. Geolog. Tomo XII. N° 1. Bs. As.
- SITTER, L. U. de. 1956. *Structural Geology*. N. Y.
- SUERO, T. 1948. *Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut*. Bol. de Inform. Petrol. N° 287.
- 1953. *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. VIII. N° 1.
- TERUGGI, M. E. 1950. *Las rocas eruptivas al microscopio su sistemática y su nomenclatura*. Museo B. Rivadavia. Publ. Didáct. 5.

ABSTRACT

A metamorphic basement, ultrabasic intrusive rocks (serpentinites) of late Proterozoic age (post-orogenic), and several disconnected carboniferous formations form the southern part of the Cordillera Frontal of Mendoza.

The author distinguishes two series in the Carboniferous system that correlate approximately with the Upper and Lower Carboniferous of the northern hemisphere. Each one of them shows a peculiar tectonic style; their volcanics and intrusives are related with their corresponding diastrophism.

An arenaceous facies with first cycle quartz, with intercalated shales, siltstones and graywackes predominates in the Lower Carboniferous. The fauna is rather poor with only fresh water organisms (*Carbonicola*, etc.). The sedimentary environment belong to the first stage on the geosynclinal cycle, that is a unstable shelf (Bubnoff). This series has been affected by a relative strong orogenic movement that produced concentric folding and then faulting. The age is probably middle Carboniferous or middle Variscan, comparable to the Sudetic fase or Winchita Orogeny. The middle Variscan plutonites (Granodiorite-Tonalite) and the volcanics (tholeiitic basalts, andesites, dacites and rhyodacites) of similar age are related to this diastrophism.

The Upper Carboniferous series are formed by a monotonous sequence of sandstones, and shales that have yielded a marine fauna, studied by Amos, containing *Linoproductus cora* (d'Orb) and *Septosyringothyris Keideli* (Harr.) The sedimentation is typical synorogenic or flysh. The sedimentation basin belonged to the principal fase of the Variscan geosynclinal developement. The sediments have been disturbed violently by an orogenic movement comparable to the Asturian fase or perhaps

Arbucle. This orogenesis of Late Carboniferous age caused a true imbrication structure by high angle thrust faults in the northern part of the Cordillera Frontal. According to the author this imbrication is localized, and caused by strong lateral compression, together with a lack of space and plutonic contemporaneous activity. This movement is connected with a Late Variscan plutonic intrusion (Granite) and volcanics (rhyolites).

Several intrusive rocks form the « Composite Bathylit of the Cordillera Frontal » related to the middle and late Variscan orogeny, covering an area of 2000 Km².

The Permian is not represented here, but outside the Alta Cordillera it develops like a molasse, showing mild diastrophism and Last Variscan volcanism.

The Variscan structure of the Alta Cordillera of Mendoza is a portion of the variscan range of Argentina. It outcrops now as an isolated longitudinal block enclaved between tertiary structures.