

XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993)
Geología y Recursos Naturales de Mendoza - V. A. Ramos (Ed.), Relatorio, I (2): 11-19

Es la etapa más reciente de la evolución geológica.
UNICACION

EL BASAMENTO METAMORFICO PROTEROZOICO-PALEOZOICO INFERIOR

ROBERTO CAMINOS

Servicio Geológico Nacional, Universidad de Buenos Aires.

INTRODUCCION

Las observaciones de Avé Lallemant (1891, 1892), Stappenbeck (1910, 1917, 1934), Wichmann (1928b), Keidel (1921a, 1939b) y Groeber (1939, 1951) señalaron en la provincia de Mendoza la existencia de un basamento precarbonífero compuesto por rocas metamórficas. Estos terrenos afloran con bastante extensión en la Cordillera Frontal, en la Precordillera y en el Bloque de San Rafael, mostrando un grado de metamorfismo regional que oscila entre bajo y mediano. Rocas semejantes fueron reconocidas también en el subsuelo de la parte oriental de la provincia, donde constituyen porciones importantes del basamento de las subcuencas de Cacheuta y Alvear.

Algunos investigadores han referido la antigüedad de estos terrenos al Proterozoico y otros al Paleozoico inferior. Estas diferentes opiniones se deben, fundamentalmente, a la ausencia de relaciones estratigráficas claras entre las unidades metamórficas y las formaciones sedimentarias, fosilíferas, del Paleozoico inferior. Hay sin embargo excepciones: en el área del cerro Ponón Trehue, la actitud discordante de las calizas ordovícicas sobre las metamorfitas indica una edad muy probablemente precámbrica para estas últimas, y en la Precordillera, el "manto de Jagüelito" señala una edad no menor que silúrico-devónica para el basamento infrayacente. Las dataciones radimétricas se ubican en su mayor parte en el Paleozoico inferior y algunas en el superior, reflejando a menudo el efecto de eventos más jóvenes que el metamorfismo regional más antiguo; las edades isotópicas más bajas estra-

tigráficamente se sitúan una en el Cámbrico y otra en el Proterozoico tardío. Aún en las facies de menor grado metamórfico, las rocas del basamento no han proporcionado fósiles; una excepción son los esquistos del cerro Bola, al oeste de San Rafael, que contienen graptolitos ordovícicos. Se carece así de argumentos decisivos para resolver este problema en forma global, pero se cuenta con algunas evidencias de alcance parcial que contribuyen a clarificar la situación en lo que respecta a ciertas áreas.

En las últimas décadas el basamento metamórfico de Mendoza ha sido objeto de estudios más o menos detallados cuyas conclusiones se comentarán en las líneas que siguen.

BLOQUE DE SAN RAFAEL Y SUBCUENCAS DE CACHEUTA Y ALVEAR

Sobre el borde oriental de Bloque de San Rafael asoman los terrenos metamórficos de más probable edad proterozoica. El afloramiento principal se encuentra a unos 44 Km al sudoeste de Soitú, inmediatamente al poniente del cerro Ponón Trehue; mide 10 Km de longitud en sentido norte-sur y tiene un ancho máximo de dos kilómetros (Padula, 1951; Núñez, 1979). Está compuesto por anfíbolitas hornblendíferas, esquistos biotíticos granatíferos, esquistos anfibólicos y cuarcitas; algunas anfíbolitas muestran relictos de origen gábrico. Estas rocas están intruidas por pequeños cuerpos de granito, tonalita y diorita y por filones de aplita y pegmatita; fenómenos muy evidentes de inyección granítica,

metasomatismo y milonitización han producido rocas de estructura gnéica. El conjunto ha sido denominado Formación Cerro La Ventana (Criado Roque, 1972).

Esta unidad está en contacto con bancos de caliza que contienen trilobites y braquiópodos ordovícicos (Núñez, 1962). La relación entre las sedimentitas fósilíferas y el basamento metamórfico es tectónica: escasas ordovícicas enclavadas entre bloques de basamento; pero en ciertos lugares, según destacan Criado Roque (1972) y Criado Roque e Ibáñez (1979), se aprecia una neta discordancia angular. Padula (1951), Criado Roque (1972) y Núñez (1979) ubican a la Formación Cerro La Ventana en el Precámbrico. Los argumentos son los siguientes: semejanza litológica con el basamento de las Sierras Pampeanas, fenómenos de inyección, metasomatismo y cataclasis que no pasan a las sedimentitas ordovícicas adyacentes, y relación de infrayacencia mediante discordancia angular con respecto a estas sedimentitas, que son a su vez comparables con los depósitos de igual edad que afloran en la Precordillera.

Otros pequeños asomos, compuestos por esquistos biotíticos y migmatitas, fueron reconocidos por Holmberg (1973) a unos 60 Km al sur, en la región del cerro Nevado. Este autor los describió bajo el nombre de Formación Cerro Las Pacas y los asignó también al Precámbrico.

Al este del Bloque de San Rafael, numerosas perforaciones han mostrado la presencia de esquistos biotíticos granatíferos en el basamento de las subcuencas de Cacheuta y Alvear; por su similitud con los esquistos de Ponón Trehue estas rocas han sido asimiladas a la Formación Cerro La Ventana (Rolleri y Fernández Garrasino, 1979; Criado Roque, 1979). Al sur de la subcuenca de Alvear, en la provincia de La Pampa, un sondeo próximo al límite con Mendoza perforó 280 m de esquistos granatíferos comparables con los reconocidos más al norte; la edad K/Ar de estas rocas resultó de 605 Ma, es decir proterozoica superior (Criado Roque, 1979). Los geólogos precitados concuerdan en asignar al Precámbrico el basamento metamórfico de este sector de Mendoza y destacan sus semejanzas con los terrenos que, al este de la Precordillera de San Juan, afloran en el cerro Valdivia, los cerrillos de Barbosa y la sierra de Pie de Palo. Estas opiniones, que el presente autor comparte, nos llevan a pensar que las metamorfitas del borde oriental del Bloque de San Rafael y del subsuelo de las Subcuencas de Cacheuta y Alvear son elementos precámbricos pertenecientes a las Sierras Pampeanas occidentales.

Hacia el oeste, en el interior del bloque, la situación es algo diferente. A lo largo de unos 130 Km en sentido meridional, entre el río Seco de las Peñas al norte y el cerro Negro del Agua del Blanco al sur, aflora una faja discontinua de sedimentitas y metamorfitas de grado

bajo denominada originalmente "basamento precarbónico" o "Serie de la Horqueta" (Dessanti, 1955, 1956). Las metamorfitas son en su mayor parte filitas compuestas por cuarzo, moscovita, sericita y clorita; menos frecuente es la presencia de biotita y plagioclasa. Hay escasos bancos de cuarcitas y, muy raramente, pequeñas lentes de caliza. En algunos lugares aparecen esquistos nodulosos; son numerosas las venillas de cuarzo y los metacristales de pirita. El plegamiento es fuerte, con desarrollo de clivaje; el grado de metamorfismo es bajo a muy bajo, de origen esencialmente dinámico. Estas rocas predominan en la mitad norte de la faja y sus afloramientos más extensos son cortados por el río Diamante. Las sedimentitas consisten en grauvacas, areniscas cuarzosas y arcillitas que afloran sobre todo desde el curso del río Atuel hacia el sur.

Con reservas, Dessanti (1955, 1956) atribuyó edad precámbrica a la "Serie de la Horqueta", señalando que entre sedimentitas y metamorfitas los pasajes son transicionales; previamente había pensado que aparte de los esquistos podría haber estratos más jóvenes, quizás gotlándicos o devónicos (Dessanti, 1945a). Polanski (1964 a y b) también se inclinó hacia una edad precámbrica, más precisamente proterozoica, aunque sugirió asimismo la posibilidad de un desdoblamiento en una unidad metamórfica, precámbrica, y otra sedimentaria, infrapaleozoica. Sobre la base de consideraciones geotectónicas, Borrello *et al.* (1973) asignaron estos terrenos al ciclo geosinclinal Paleofídico, ubicando a las metamorfitas en la vacuidad y a las sedimentitas en el flysh; con criterio similar, Varela (1978) contempló la posibilidad de diferenciar un conjunto de mayor edad (cambro-ordovícico) de otro más joven (silúrico-devónico), separados por una discordancia atribuible a los movimientos caledónicos (tacónicos?). El hallazgo de un tetracoral del género *Pleurodictium* sp. en la localidad de Agua del Blanco (Di Persia, 1972) había permitido referir al Devónico las sedimentitas del extremo sur de la faja.

Como se ve, la idea de un desdoblamiento no es nueva, pero no ha podido ser demostrada de manera concluyente; las observaciones de campo no han logrado hasta ahora poner en evidencia una discordancia de cierta magnitud entre metamorfitas y sedimentitas. Dessanti y Caminos (1967), con el nombre de Grupo Horqueta, ubican al conjunto en el Paleozoico inferior. Criado Roque e Ibáñez (1979) consideran al conjunto una sola unidad, a la que denominan Formación Horqueta, indicando que los pasajes de sedimentitas a metamorfitas son de transición gradual y que el grado de metamorfismo disminuye de norte a sur; basándose en el tetracoral hallado por Di Persia y en rodados con fósiles ordovícicos encontrados también por este geólogo en un conglomerado, asignan edad devónica al conjunto sedimentario-metamórfico.

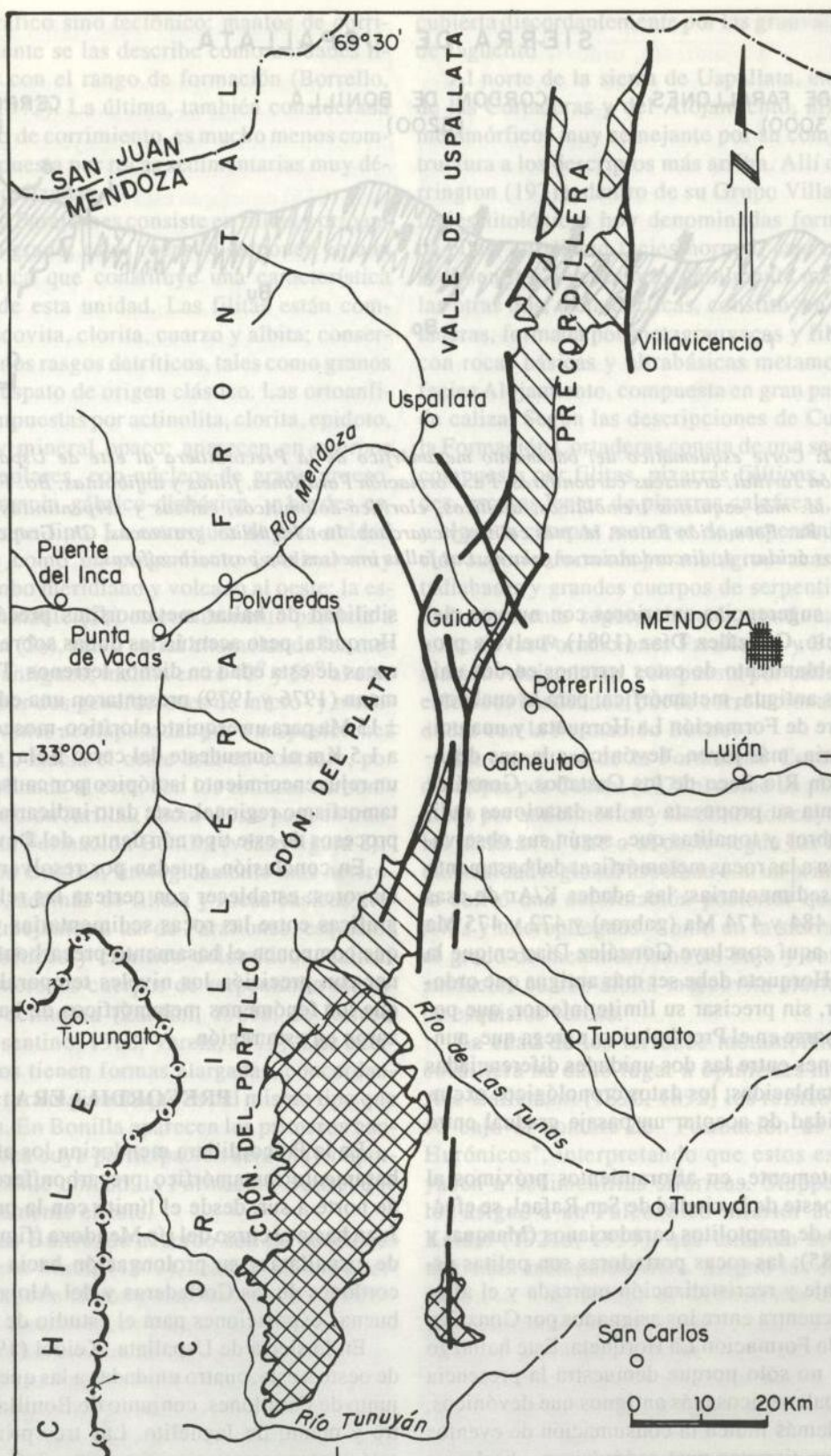


Figura 1: Ubicación del basamento metamórfico precarbonífero en la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. Rayado: facies de grado bajo; cuadrículado: facies de grado bajo a medio.

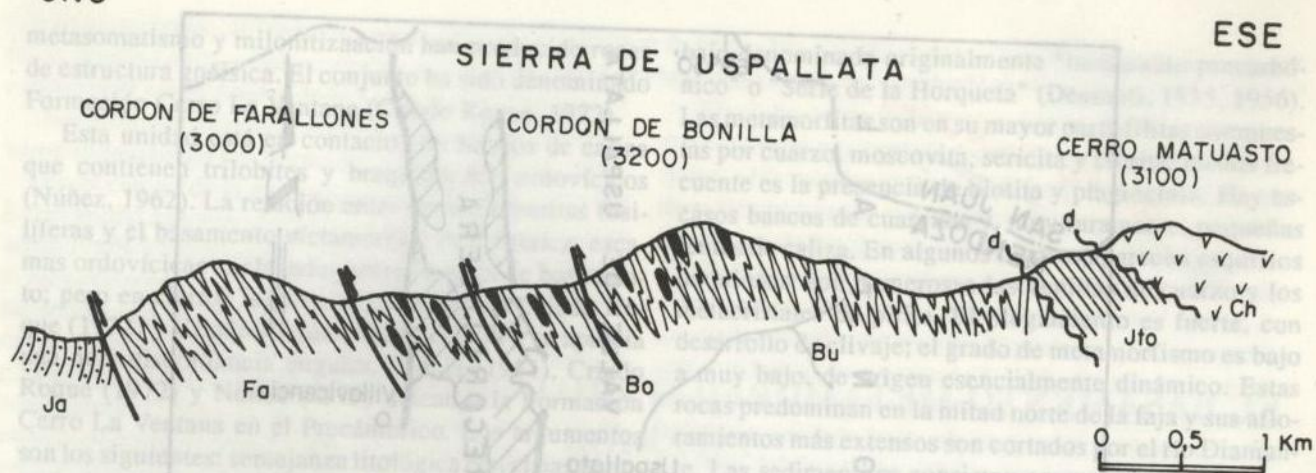


Figura 2: Corte esquemático del basamento metamórfico de la Precordillera al este de Uspallata. Ja: Formación Jarillal, areniscas carboníferas. Fa: Formación Farallones, filitas y anfibolitas. Bo: Formación Bonilla, id. más esquistos tremolíticos, albiticos, clorítico-dolomíticos, calizas y serpentinitas (cuerpos oscuros). Bu: Formación Buitre, id. más calizas y cuarcitas. Jto: Jagüelito, grauwacas, Ch: Grupo Choiyoi, volcanitas ácidas, d: discordancias angulares. Las fallas inversas son postcarboníferas.

Reiterando sugerencias anteriores con nuevos elementos de juicio, González Díaz (1981) vuelve a proponer el desdoblamiento de estos terrenos en dos unidades, una más antigua, metamórfica, para la cual conserva el nombre de Formación La Horqueta, y una unidad sedimentaria, más joven, devónica, a la que denomina Formación Río Seco de los Castaños. González Díaz fundamenta su propuesta en las dataciones radiométricas de gabros y tonalitas que, según sus observaciones, intruyen a las rocas metamórficas del basamento pero no a las sedimentarias; las edades K/Ar de esas plutonitas son 484 y 474 Ma (gabros) y 472 y 475 Ma (tonalitas). De aquí concluye González Díaz en que la Formación La Horqueta debe ser más antigua que ordovícica superior, sin precisar su límite inferior, que podría tal vez situarse en el Precámbrico; agrega que, aunque las relaciones entre las dos unidades diferenciadas no han sido establecidas, los datos cronológicos excluyen la posibilidad de aceptar un pasaje gradual entre ambas.

Más recientemente, en afloramientos próximos al cerro Bola, al oeste de la ciudad de San Rafael, se efectuó el hallazgo de graptolitos caradocianos (Marquat y Menéndez, 1985); las rocas portadoras son pelitas oscuras con clivaje y recrystalización marcada y el afloramiento se encuentra entre los asignados por González Díaz (1981) a la Formación La Horqueta. Este hallazgo es importante, no sólo porque demuestra la presencia de terrenos eopaleozoicos más antiguos que devónicos, sino porque además indica la consumación de eventos metamórficos en tiempos post-ordovícicos - hecho ya comprobado en algunas localidades del Paleozoico inferior de la Precordillera. No descarta totalmente la po-

sibilidad de hallar metamorfitas precámbricas en La Horqueta, pero acentúa las dudas sobre la presencia de rocas de esta edad en dichos terrenos. Toubes y Spikermann (1976 y 1979) presentaron una edad K/Ar de 357 ± 15 Ma para un esquisto clorítico-moscovítico extraído a 1,5 Km al sursudeste del cerro Bola; si no se trata de un rejuvenecimiento isotópico por causas ajenas al metamorfismo regional, este dato indicaría la actuación de procesos de este tipo aún dentro del Devónico superior.

En conclusión, quedan por resolver dos problemas mayores: establecer con certeza las relaciones estratigráficas entre las rocas sedimentarias y metamórficas que componen el basamento precarbonífero y determinar con precisión los niveles temporales y espaciales que los fenómenos metamórficos de bajo grado alcanzaron en esta región.

PRECORDILLERA

En la Precordillera mendocina los afloramientos de basamento metamórfico precarbonífero se extienden, de norte a sur, desde el límite con la provincia de San Juan hasta el curso del río Mendoza (figura 1). La Sierra de Uspallata y su prolongación hacia el norte en los cordones de las Cortaderas y del Alojamiento ofrecen buenas exposiciones para el estudio de estos terrenos.

En la sierra de Uspallata, Keidel (1939) distinguió, de oeste a este, cuatro unidades a las que denominó conjunto de Farallones, conjunto de Bonilla, manto de Buitre y manto de Jagüelito. Las tres primeras unidades están compuestas por rocas metamórficas de grado bajo; Keidel, observando en ellas una gran complejidad litológica y estructural, no las consideró unidades en

sentido estratigráfico sino tectónico: mantos de corrimiento; actualmente se las describe como unidades litoestratigráficas con el rango de formación (Borrello, 1969b; Varela, 1973). La última, también considerada por Keidel manto de corrimiento, es mucho menos compleja y está compuesta por rocas sedimentarias muy débilmente metamorfozadas.

La Formación Farallones consiste en filitas y ortoanfibolitas de bajo grado; estas rocas se disponen en una alternancia rítmica que constituye una característica muy distintiva de esta unidad. Las filitas están compuestas por moscovita, clorita, cuarzo y albita; conservan a veces algunos rasgos detríticos, tales como granos de cuarzo y feldespato de origen clástico. Las ortoanfibolitas están compuestas por actinolita, clorita, epidoto, albita, titanita y mineral opaco; aparecen en cuerpos alargados, lenticulares, con núcleos de grano grueso, macizos, de herencia gábrico-diabásica, y bordes esquistosos, de grano fino. La estructura de esta unidad puede definirse como un plegamiento isoclinal muy apretado, de rumbo meridiano y volcado al oeste; la esquistosidad dominante (S_1) es comúnmente paralela a la estratificación (S_0), salvo en las charnelas de los megapliegues más antiguos; inclina entre 40° y 50° al este y está afectada por dos generaciones de micro- y mesopliegues más jóvenes acompañadas por transposiciones locales (S_2 y S_3). Hacia el oeste está en contacto, por falla inversa inclinada al este, con los estratos carboníferos de la Formación Jarillal; hacia el este pasa en transición rápida a la Formación Bonilla (véase figura 2).

La Formación Bonilla, litológicamente más heterogénea, contiene, además de filitas y rocas básicas metamorfozadas semejantes a las de Farallones, esquistos tremolíticos, albiticos y clorítico-dolomíticos, calizas cuarzosas y numerosos cuerpos de serpentinita alterados en talco y actinolita (Zardini, 1961a; de Romer, 1964, 1965; Cosentino, 1968; Varela, 1973). Los cuerpos serpentínicos tienen formas alargadas, concordantes con la estructura regional, que es del mismo tipo que la de Farallones. En Bonilla aparecen los primeros bancos de caliza, roca cuya participación será muy importante en la siguiente unidad, la Formación Buitre, que aflora inmediatamente al este.

La Formación Buitre, de acuerdo con las secciones tipo descritas por Varela (1973), consiste en una alternancia de calizas con filitas y esquistos cuarzo-feldespáticos, cuarzo-moscovíticos y sericítico-cloríticos; en algunas lugares alternan con las calizas y esquistos bancos de cuarcita. Las calizas suelen presentar una laminación fina de origen sedimentario y una fuerte deformación plástica. Como en Bonilla, es abundante la disseminación de cristales de pirita. El rumbo de la estructura continúa siendo norte sur, con inclinación de 60° - 70° al este. Hacia el naciente, la Formación Buitre es

cubierta discordantemente por las grauvacas del "manto de Jagüelito".

Al norte de la sierra de Uspallata, en los cordones de las Cortaderas y del Alojamiento, afloran terrenos metamórficos muy semejante por su composición y estructura a los descritos más arriba. Allí distinguió Harrington (1971), dentro de su Grupo Villavicencio, tres facies litológicas hoy denominadas formaciones; una de ellas, que llamó facies normal, está compuesta por sedimentitas a veces muy débilmente metamorfozadas; las otras dos, metamórficas, constituyen la facies Cortaderas, formada por metagrauvacas y filitas asociadas con rocas básicas y ultrabásicas metamorfozadas, y la facies Alojamiento, compuesta en gran parte por bancos de caliza. Según las descripciones de Cucchi (1972b), la Formación Cortaderas consta de una sección inferior, compuesta por filitas, pizarras filíticas, esquistos verdes, escasas lentes de pizarras calcáreas, metadiabasas y algunos cuerpos menores de serpentinita, y una sección superior formada por metagrauvacas, pizarras, metadiabasas y grandes cuerpos de serpentinita. Esta unidad representa seguramente la continuación hacia el norte de las Formaciones Farallones y Bonilla. La Formación Alojamiento, compuesta por calizas y esquistos calcáreos bandeados, puede correlacionarse sin muchas dudas con la Formación Buitre.

La estructura de la Formación Cortaderas ha sido descrita por Cucchi (1972b) como un plegamiento formado por anticlinorios y sinclinorios cuyos planos axiales inclinan al este o al oeste según los lugares. La esquistosidad regional asociada con un primer plegamiento sufrió una deformación posterior que originó *kink folds* y microplegues. Como en la sierra de Uspallata, el grado de metamorfismo es bajo y corresponde a la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita de la facies de esquistos verdes.

La edad de los terrenos metamórficos de la Precordillera ha dado lugar a opiniones muy diferentes. Avé-Lallemant (1890, 1892) los refirió al Precámbrico bajo el nombre de "Formación de los Esquistos Hurónicos", interpretando que estos esquistos infrayacen a sedimentitas silúricas. Stappenbeck (1910) los asignó a un Paleozoico inferior metamorfozado. Keidel (1921a, 1939), que también se inclinó hacia una edad infrapaleozoica, asignó las calizas de Alojamiento y de Buitre al Ordovícico, destacando las semejanzas de estas últimas con las calizas fosilíferas de igual edad que afloran en el lado opuesto de la Precordillera. Rolleri y Criado Roque (1970) y Furque y Cuerda (1979a) asignan a Farallones y Bonilla edad ordovícica.

Con respecto al Grupo Villavicencio, Harrington (1971) planteó tres alternativas: admitir edad devónica para todo el conjunto, aceptar para el mismo

edad precámbrica, o bien admitir edad precámbrica para Cortaderas y Alojamiento, ordovícica para los afloramientos orientales del grupo y devónica para los de la sierra de Tontal. En la opinión de Cucchi (1972b), Cortaderas no es correlativa de la facies normal de Villavicencio sino más antigua, ya que existen diferencias muy marcadas entre sus respectivos estilos tectónicos; indica además que Alojamiento, cuyas calizas podrían ser ordovícicas por correlación con las de Tontal, descansa en discordancia sobre Cortaderas, que en tal caso podría ser pre ordovícica; expresa sin embargo que la más probable hipótesis a demostrar es que Cortaderas y Alojamiento sean precámbricas. Ramos *et al.* (1984) interpretan que Cortaderas correspondería a una facies leptometamórfica más deformada de los terrenos ordovícicos. En la sierra de Tontal, la presencia de sedimentitas mapeadas por Harrington (1971) como facies Alojamiento y facies normal de Villavicencio contienen fósiles cámbricos y ordovícicos (Cuerda *et al.*, 1986, 1987b), sugiriendo que, si hay continuidad hacia el sur, las sedimentitas y leptometamorfitas de las sierras de Alojamiento, Cortaderas y Uspallata serían, al menos en parte, de dicha edad.

En la sierra de Uspallata, Zardini (1961a), de Romer (1964) y Cosentino (1968) consideran de posible edad precámbrica las rocas de Bonilla. Los análisis K/Ar en filitas de este ambiente (Cucchi, 1972a) revelan edades isotópicas de 410 ± 20 Ma y 358 ± 17 Ma (datos recalculados con nuevos valores de constantes por Caminos *et al.*, 1979). Si verdaderamente reflejan la edad de episodios de deformación y/o metamorfismo regional, estas dataciones indican que los más recientes eventos de este tipo se produjeron dentro del lapso Silúrico-Devónico superior, afectando a rocas ordovícicas o más antiguas. Según se ha dicho, esta posibilidad parece comprobarse también en el Bloque de San Rafael.

En un estudio sobre la sierra de Uspallata, Varela (1973), siguiendo los conceptos geotectónicos expuestos por Borrello (1969b), refirió Farallones y Bonilla a la vacuidad eugeosinclinal paleoídica, atribuyendo a Buitre el carácter de zona de engranaje (transfacies) entre la vacuidad y el ambiente miogeosinclinal, representado por las calizas ordovícicas que afloran en el flanco oriental de la Precordillera. De acuerdo con esta correlación asignó las metamorfitas de la vacuidad y la transfacies -Farallones, Bonilla y Buitre- al intervalo comprendido por el Cámbrico inferior-Ordovícico medio. Trabajando en la sierra de las Cortaderas, Cingolani (1970) había llegado a conclusiones comparables. En este esquema, las serpentinitas y rocas básicas asociadas representan a las ofiolitas paleoídicas, más conocidas actualmente como

ofiolitas famatinianas (véase Haller y Ramos, este volumen).

El "manto de Jagüelito" fue considerado por Keidel (1939) una unidad tectónica compuesta por sedimentitas del Paleozoico superior apoyadas discordantemente sobre Buitre mediante un plano de corrimiento. Braccacini (1946) opina que esta relación no es tectónica sino de neta discordancia angular, pero mantiene para Jagüelito la edad neopaleozoica propuesta por Keidel. Varela (1973) estima que esta edad es improbable y considera a Jagüelito un representante del flysch paleoídico de la Precordillera, cuya edad se sitúa dentro del lapso Silúrico-Devónico; expresa que el contacto con Buitre es de difícil análisis y aparentemente se trata de un apoyo discordante, mediando por lo menos una fuerte discontinuidad litológica.

El presente autor comparte la opinión de Varela acerca de la edad paleozoica inferior de Jagüelito y piensa que el contacto con Buitre es realmente una superficie de discordancia angular, como afirmaba Braccacini, aunque afectada posteriormente por fricción tectónica según planos paralelos a esa superficie. El contraste litológico y estructural entre ambas unidades, muy notable, denota que, previamente a la sedimentación de Jagüelito, el basamento estuvo sometido a fuertes deformaciones corticales acompañadas por metamorfismo regional. En los bancos próximos al contacto, tal como lo observamos al sursudeste del portezuelo de Bonilla, poco más arriba de La Angostura, Jagüelito consiste en grauvacas cizalladas, ligeramente esquistosas, de grano gruesos, a veces conglomerádicas, con clastos de filitas de hasta 5-10 cm de diámetro, similares a las que componen el basamento.

Recientemente Cuerda *et al.* (1989), en la ladera oriental de la Precordillera de Mendoza, distinguieron una secuencia clástica cambro-ordovícica (Formación Villavicencio) separada por discordancia erosiva y/o angular de una sucesión, también clástica, de edad devónica (Formación Canota). Cabe la posibilidad de que Jagüelito - asignado por Varela al flysch silúrico-devónico - sea una unidad correlativa de Canota, al menos parcialmente, y que el contacto con Buitre se corresponda con la misma superficie de erosión que separa Canota de Villavicencio, aunque en este último caso el contraste es mucho menos marcado.

En conclusión, se puede aceptar que el basamento que subyace a Jagüelito tiene una edad mayor que silúrico-devónica, o sea que Farallones-Bonilla-Buitre y sus equivalencias septentrionales, Cortaderas-Alojamiento, son terrenos de probable edad cambro-ordovícica, o quizás más antiguos, tal vez precámbricos, si llegara a comprobarse una edad mayor para Jagüelito, esto es, que se tratara de una unidad no correlativa de Canota sino de Villavicencio.

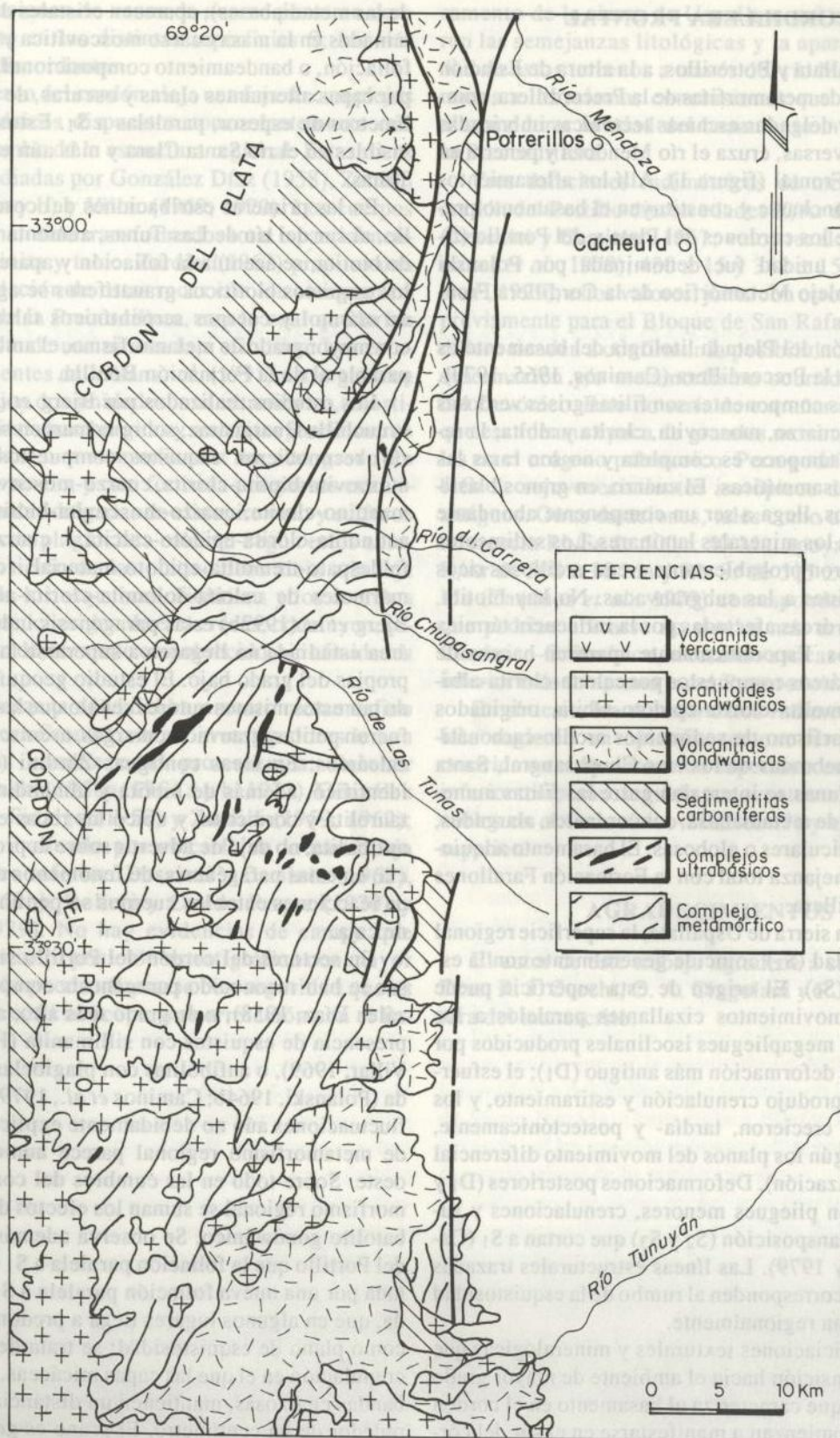


Figura 3. Complejo metamórfico de la Cordillera Frontal y terrenos más jóvenes asociados (según Polanski, 1964b, 1972 y Caminos, 1965, simplificado)

CORDILLERA FRONTAL

Entre Uspallata y Potrerillos, a la altura de Estación Guido, la faja de metamorfitas de la Precordillera, compuesta allí por delgadas escamas tectónicas imbricadas entre fallas inversas, cruza el río Mendoza y penetra en la Cordillera Frontal (figura 1). Allí los afloramientos vuelven a ensancharse y constituyen el basamento precarbonífero de los cordones del Plata y del Portillo (figura 3). Esta unidad fue denominada por Polanski (1958a) Complejo Metamórfico de la Cordillera Frontal.

En el cordón del Plata la litología del basamento es similar a la de la Precordillera (Caminos, 1965, 1979). Sus principales componentes son filitas grises verdosas formadas por cuarzo, moscovita, clorita y albita; la recristalización tampoco es completa y no son raras las texturas blastosammíticas. El cuarzo, en granos blásticos o relícticos, llega a ser un componente abundante con respecto a los minerales laminares. Los sedimentos originales fueron probablemente areno-arcillosos ricos en cuarzo, afines a las subgrauvacas. No hay biotita, excepto en las áreas afectadas por la influencia térmica de los granitos. Esporádicamente aparecen bancos de esquistos calcáreos compuestos por calcita-clorita-albita, o por tremolita-clorita-epidoto-albita, originados por el metamorfismo de sedimentos arcillo-carbonáticos. En las quebradas de los ríos Chupasangral, Santa Clara y Las Tunas se intercalan entre las filitas numerosos cuerpos de metadiabasa, concordantes, alargados, de formas lenticulares o globosas. El basamento adquiere allí una semejanza total con la Formación Farallones de la Precordillera.

Como en la sierra de Uspallata, la superficie regional de esquistosidad (S_1) coincide generalmente con la estratificación (S_0). El origen de esta superficie puede atribuirse a movimientos cizallantes paralelos a los flancos de los megapliegues isoclinales producidos por el episodio de deformación más antiguo (D_1); el esfuerzo de cizalla produjo crenulación y estiramiento, y los neominerales crecieron, tardía- y postectónicamente, orientados según los planos del movimiento diferencial (blastofilonitización). Deformaciones posteriores (D_1 y D_2) originaron pliegues menores, crenulaciones y superficies de transposición (S_2 y S_3) que cortan a S_1 (Caminos, 1965 y 1979). Las líneas estructurales trazadas en la figura 3 corresponden al rumbo de la esquistosidad S_1 , que domina regionalmente.

Las modificaciones texturales y mineralógicas que indican la transición hacia el ambiente de mayor grado metamórfico que caracteriza al basamento en el cordón del Portillo comienzan a manifestarse en el sur del cordón del Plata. El grano de las filitas se hace más grueso, se borran los relictos sedimentarios (o ígneos, en el caso

de las metadiabasas), aparecen cristales de biotita diseminados en la masa cuarzo moscovítica y se define una foliación, o bandeamiento composicional, determinado por capas alternantes claras y oscuras, de uno a tres milímetros de espesor, paralelas a S_1 . Estos cambios son visibles en el río Santa Clara y más aún en el río de las Tunas.

En las primeras estribaciones del cordón del Portillo, al sur del río de Las Tunas, aumenta la proporción de biotita, se acentúa la foliación y aparece granate. A los esquistos biotíticos granatíferos se agregan bancos de mármol y cuerpos serpentínicos talcosos. Aunque con mayor grado de metamorfismo, el ambiente es comparable al de la Formación Bonilla.

Los estudios realizados por Bjerg *et al.* (1992b) en la cuchilla Guarguaraz, sobre la margen sudoriental del río, reconocieron esquistos compuestos por cuarzo-moscovita-biotita-clorita, cuarzo-moscovita-biotita-almandino-clorita, cuarzo-moscovita-biotita-feldespato-actinolita-clorita-epidoto-calcita, cuarzo-moscovita-feldespato-tremolita-epidoto-material carbonoso y mármoles de calcita-dolomita-clorita-anfibol. Según Bjerg *et al.* (1992b) estas paragénesis indican que en el área estudiada no llegaron a superarse las condiciones propias del grado bajo. El estudio geoquímico efectuado por estos mismos autores señaló que las rocas madres fueron pelitas, grauvacas, margas, areniscas y depósitos calcáreos. En áreas contiguas Zardini (1959, 1961b) identificó, además de biotita y almandino, ortosa, estaurilita y cordierita, y ubicó las rocas en la facies de anfibolita; no dejó de advertir sobre la probable influencia, en estas paragénesis, de fenómenos diaforéticos y de reacciones entre los cuerpos serpentínicos y su roca de caja.

En sectores del cordón del Portillo situados más al sur se han reconocido paragénesis comparables (González Díaz, 1958), o de grado más alto, a juzgar por la presencia de esquistos con sillimanita (Fidalgo, 1959; Villar, 1969), o anfibolitas con plagioclasa y hornblenda (Polanski, 1964b; Caminos *et al.*, 1979). Aunque con fluctuaciones aún no debidamente explicadas, el grado de metamorfismo regional parece aumentar hacia el oeste. Sobre todo en las cumbres del cordón, al metamorfismo regional se suman los efectos de contacto del batolito gondwánico. Se observa además en el cordón del Portillo que la foliación paralela a S_1 puede ser cortada por una nueva foliación paralela a S_2 , muy marcada, que en algunos lugares llega a predominar sobre S_1 como plano de esquistosidad; se trata de un clivaje de crenulación en el que las capas micáceas, separadas por bandas cuarzosas, mantienen un distanciamiento de alrededor de un centímetro. El grano es grueso y los esquistos tienden a adquirir aspecto gnéissico. Los planos de S_2 están a su vez plegados por la deformación D_3 .

Varias generaciones de venas de cuarzo penetran concordantemente en las distintas superficies S; las más jóvenes son discordantes.

El basamento del cordón aloja una faja de complejos básico-ultrabásicos dispuestos concordantemente con respecto al rumbo de la estructura regional. Estas rocas han sido estudiadas por González Díaz (1958), Zardini (1959, 1961 a y b) y Villar (1969, 1970). Los cuerpos ultrabásicos han sido transformados total o parcialmente en serpentinita y talco. Zardini (1962) propuso una posible correlación de estas rocas con los cuerpos serpentínicos de la Precordillera, con lo cual quedarían formando parte de una misma faja ofiolítica. Los estudios más recientes de Villar *et al.* (1991) distinguen en estos complejos dos unidades, una ultramáfica, constituida por dunitas, harzburgitas y wehrlitas parcialmente serpentinizadas, o metamorizadas en alto grado en forsterita y espinelo, y otra formada por gabros estratificados en bandas delgadas de clinopiroxeno y sulfuros que alternan con plagioclasa cálcica. Según estos autores, la composición de los platinoideos aleja a la faja ultramáfica de los esquemas ofiolíticos y los acerca a los komatíticos; el origen de estas rocas, concluyen, sería la intrusión de un manto empobrecido, sin afinidades ofiolíticas.

Al considerar la edad del basamento metamórfico de la Cordillera Frontal, varios investigadores le han atribuido una posible edad proterozoica: Groeber (1951), Polanski (1958a, 1964 a y b, 1972), González Díaz (1958), Fidalgo (1959) y Zardini (1959, 1962); otros se han inclinado por ubicarlo en la parte baja del Paleozoico inferior: Dessanti y Caminos (1967), Borrello (1969b), Roller y Criado Roque (1970) y Caminos (1979). No hay evidencias de campo que permitan ajustar su posición estratigráfica con mayor precisión; sólo puede afirmarse con seguridad que es precarbonífero. Si se acepta su correlación con el ba-

samento de la sierra de Uspallata, tal como lo sugieren las semejanzas litológicas y la aparente continuidad de estos terrenos a través del río Mendoza, llegaremos a las mismas conclusiones que se expusieron al considerar la edad del basamento metamórfico de la Precordillera.

Tres dataciones radimétricas de metamorfitas del cordón del Portillo dieron edades K/Ar de 370 ± 18 Ma (Dessanti y Caminos, 1967; valor recalculado por Caminos *et al.*, 1979), 430 ± 15 y 362 ± 15 Ma (Caminos *et al.*, 1979); estos valores, junto con otros mencionados previamente para el Bloque de San Rafael y la Precordillera tienden a confirmar la posibilidad de eventos de deformación y/o metamorfismo ocurridos hacia fines del Devónico. Esto no sería de extrañar si se considera que esa fue una época de grandes movimientos corticales en el orógeno paleozoico. Pero podría tratarse también de rejuvenecimientos isotópicos de eventos más antiguos. Otras dataciones, tales como una isocrona de referencia Rb/Sr de 500 ± 50 Ma, apoyada por edades K/Ar de 508 ± 30 Ma y Rb-Sr de 515 ± 30 y 500 ± 37 Ma (Caminos *et al.*, 1979) corresponderían a eventos que podrían ubicarse no mucho más arriba del límite Cámbrico-Ordovícico, afectando a rocas del Paleozoico inferior más temprano o del Proterozoico tardío.

En síntesis, los escasos datos radimétricos disponibles sugieren un episodio tectono-térmico principal ocurrido en el Proterozoico superior o en el Paleozoico inferior temprano, seguido por eventos más jóvenes ubicables en el Ordovícico-Silúrico (?) y en el Devónico superior.

AGRADECIMIENTOS

El autor de este trabajo agradece a sus colegas, los Dres. R. J. Cucchi, C. A. Cingolani y R. Varela, la lectura del manuscrito.