

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 (6): 53-64

ESPLINTERIA CONGRESOS.

CAPITULO I-6

EL MAGMATISMO GONDWANICO

EDUARDO J. LLAMBIAS¹, LAURA E. KLEIMAN² Y JULIO A. SALVARREDI³

¹ Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata y CONICET.

² Gerencia de Exploración, Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires.

³ Centro de Exploración San Rafael, Comisión Nacional de Energía Atómica, San Rafael.

INTRODUCCION

La denominación de magmatismo gondwánico fue empleada informalmente en la Argentina desde el punto de vista estratigráfico por diversos autores, para referirse a los ciclos ígneos comprendidos entre el Paleozoico superior y el Triásico inferior (Llambías *et al.*, 1984). Con anterioridad, Ramos y Ramos (1979) emplearon la denominación de ciclo magmático variscico para referirse a un evento ígneo comprendido entre 377 y 232 Ma sobre la base de un tratamiento estadístico de las edades. En los últimos años el magmatismo gondwánico fue extendido hasta el Jurásico para abarcar a las efusiones silíceas de la Patagonia extraandina (Kay *et al.*, 1989b; Llambías *et al.*, 1991), que se desarrollaron hasta poco antes del desmembramiento del Continente de Gondwana que dio lugar al inicio del ciclo Andico. No se puede dejar de mencionar aquí que estas efusiones, descriptas anteriormente como de ortófiros, keratófiros y pórfidos cuarcíferos, ya habían sido incorporadas al Sistema de Gondwana por Windhausen (1931: 218), al cual consideró esencialmente Triásico.

Una definición formal y más completa del magmatismo gondwánico debe incorporar elementos que lo separen de otras asociaciones magmáticas y le otorguen atributos que puedan ser reconocibles con facilidad. En el uso que se le dio al término gondwánico estaba implícito el concepto que los distintos terrenos sobre los cuales evolucio-

nó tenían una posición relativa similar a la actual (Llambías y Sato, 1990). Debe mencionarse, sin embargo, que en la vertiente occidental de los Andes hubo importantes desplazamientos de terrenos durante la tectónica andina (Forsythe *et al.*, 1987). Durante la evolución geológica previa al ciclo gondwánico se produjo la amalgamación de diferentes terrenos, como resultado de probables colisiones y/o transcurrencias horizontales (Ramos *et al.*, 1986; Aceñolaza y Toselli, 1988; Dalla Salda *et al.*, 1992a), que condujeron a la máxima expansión del continente de Gondwana. Los estudios posteriores confirmaron que hacia el final del ciclo Famatiniano se conformó un mosaico de diferentes terrenos tectono-estratigráficos (según definición de Jones *et al.*, 1983), caracterizados principalmente por corresponder a niveles de diferentes profundidades de la corteza.

En las Sierras Pampeanas la actividad magmática correspondiente a la finalización del ciclo Famatiniano es típicamente posorogénica (Brogioni, 1987a; Rapela *et al.*, 1990) con magmas pobres en agua y ricos en flúor, y es contemporánea con el comienzo de la actividad magmática gondwánica, la cual se desarrolla unos 200 Km hacia el oeste (Ramos *et al.*, 1986; Llambías y Caminos, 1987).

Los comienzos del magmatismo gondwánico se manifiestan en la Cordillera Frontal con diversos plutones datados alrededor de los 330 Ma (Llambías *et al.*, 1991) y en el extremo norte de la Precordillera, con secuencias volcánicas intercaladas en cuencas sedimentarias del Car-

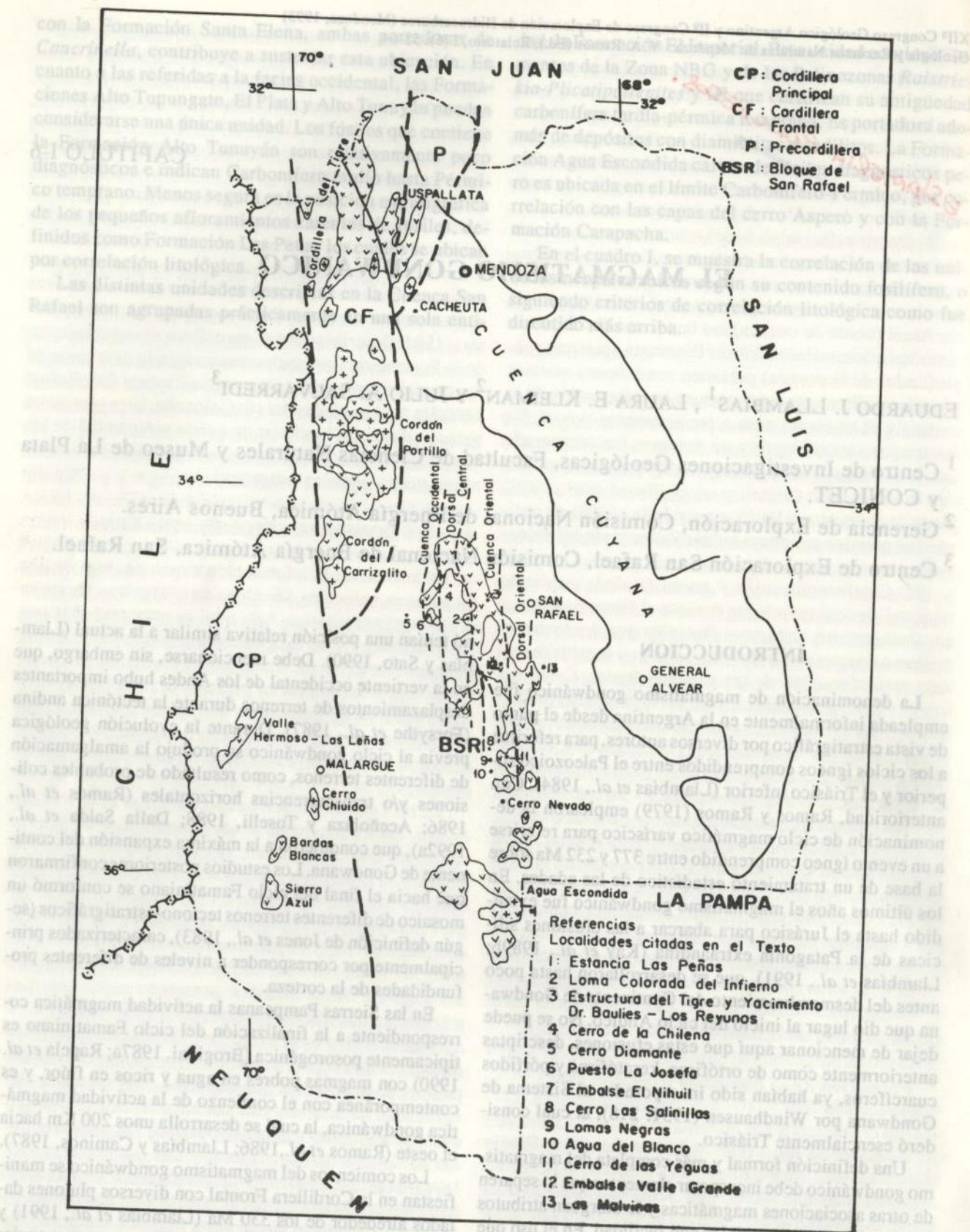


Figura 1. Afloramientos de rocas ígneas gondwánicas de la provincia de Mendoza. Se incluye también la ubicación de la cuenca Cuyana.

bonífero inferior (Fauqué *et al.*, 1991). En el Pérmico y Triásico inferior la actividad ígnea continuó con la intrusión y efusión de grandes volúmenes de magma. Durante este período la composición de las rocas ígneas evolucionó desde asociaciones calcoalcalinas orogénicas hasta asociaciones silíceas posorogénicas. En el Triásico medio a superior el volumen de la actividad magmática disminuyó sensiblemente y su composición se hizo predominantemente máfica (Ramos y Kay, 1991). En el Bloque de San Rafael la actividad magmática gondwánica alcanza su máxima expresión durante el Pérmico y Triásico inferior con la extrusión de grandes cantidades de magma, siendo menor y de carácter intrusivo durante el Carbonífero. La evolución de este magmatismo es análoga con el de Cordillera Frontal.

Fuera del ámbito de la provincia de Mendoza la actividad magmática gondwánica fue muy intensa, como por ejemplo en los Macizos Norpatagónico y Deseado, que presentan características petrográficas y químicas similares a las de la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael (Rapela y Llambías, 1985). Sin embargo, un elemento que distingue a estos macizos es la abundancia de magmatismo silíceo de edades jurásicas, ausentes al norte del río Colorado, por lo cual no se registran ni en la Cordillera Frontal ni en los bloques de San Rafael y Chadileuvú.

DISTRIBUCION DE LOS AFLORAMIENTOS

Los afloramientos de las asociaciones ígneas gondwánicas se distribuyen en la provincia de Mendoza (Fig. 1) en las siguientes unidades tectono-estratigráficas: 1) Cordillera Frontal y Precordillera; 2) Bloque de San Rafael y 3) Cordillera Principal. Tanto en la Cordillera Frontal como en el Bloque de San Rafael las rocas ígneas constituyen una gran parte de sus afloramientos y se pueden agrupar de acuerdo a sus características geológicas en tres grandes ciclos a saber: 1) el ciclo Carbonífero; 2) el ciclo Pérmico-Triásico inferior, el que se identificará como ciclo Choiyoi y 3) el ciclo Triásico inferior tardío-Triásico superior. En la Cordillera Principal forma parte del basamento de la cuenca Neuquina y aparece solamente en unos pocos bloques tectónicamente elevados, no habiéndose distinguido aún unidades del Carbonífero inferior.

Cordillera Frontal y Precordillera

En la Cordillera Frontal y Precordillera el magmatismo gondwánico es muy abundante y se encuentran los 3 ciclos mencionados. Entre los dos primeros ciclos se produjo la fase orogénica Sanrafaélica, que dio lugar a la elevación de la región y a un proceso erosivo intenso. Como consecuencia de este diastrofismo se produjo una superficie de erosión caracterizada por un relieve suave, a la que se denominará Superficie San Rafael (véase figura 2). Sobre

ella emergieron los volcanes del ciclo Choiyoi, que dieron lugar a la acumulación de una potente sucesión de flujos ignimbríticos, acompañados por intercalaciones piroclásticas, brechas y aglomerados. El ciclo Carbonífero se reconoce por subyacer discordantemente a las sedimentitas del Carbonífero superior-Pérmico inferior y por formar parte de la Superficie San Rafael. El ciclo Choiyoi se reconoce, en cambio, por apoyarse sobre esa Superficie, lo cual implica discordancia angular sobre las sedimentitas del Carbonífero superior-Pérmico inferior, y también por la potente sucesión de mantos extrusivos. El ciclo Triásico inferior-superior está relacionado espacialmente a las cuencas sedimentarias de esta edad y su característica es la predominancia de volcanitas máficas.

Carbonífero

Las unidades plutónicas del Carbonífero son más difíciles de reconocer que las del Pérmico a Triásico inferior. Esto se debe a la ausencia de relaciones geológicas en la mayoría de las unidades carboníferas, así como a la sobreimposición del ciclo permo-triásico, lo cual hace necesario conocer las edades absolutas para su identificación. Los plutones se intruyen en sedimentitas del Paleozoico inferior o en metamorfitas más antiguas. En algunos casos son cubiertos discordantemente por las sedimentitas del Carbonífero superior-Pérmico inferior o por las volcanitas del Grupo Choiyoi.

El afloramiento más importante lo constituye el plutón tonalítico del Cordón del Cerro Carrizalito, situado inmediatamente al norte del río Diamante. Subyace discordantemente a las volcanitas del Grupo Choiyoi (Volkheimer, 1978), habiendo sido datado en 341 ± 17 Ma por Dessanti y Caminos (1967). Otro plutón identificado como Carbonífero, con composición granodiorítica, es el del Cerro Punta Blanca, en el Cordón del Portillo, con una edad K/Ar de 337 ± 15 Ma (Caminos *et al.*, 1979).

En general las rocas atribuidas a este ciclo tienen composiciones intermedias, con predominio de granodioritas y tonalitas, ricas en inclusiones microgranulares máficas, y que en su aspecto general son similares a las de los batolitos andinos circumpacíficos.

Rocas volcánicas carboníferas no han sido reconocidas aún en la provincia de Mendoza. Sin embargo, la presencia de volcanitas intercaladas en las sedimentitas carboníferas de la Precordillera Riojana (Fauqué *et al.*, 1991) no descarta la posibilidad de hallarlas en la provincia de Mendoza.

Pérmico-Triásico inferior: Ciclo Magmático Choiyoi

Las rocas ígneas Gondwánicas en la Cordillera Frontal, cuyas edades están comprendidas entre los 280 Ma y los 240 Ma, son muy abundantes. Están representadas

por una asociación plutónico-volcánica. Debido a la gran extensión de sus afloramientos ya fueron conocidos y estudiados desde principios de siglo, destacándose entre las contribuciones más importantes las de Stappenbeck (1917); Groeber (1918b, 1946, 1947 a-c, 1951); González Díaz (1958); Polanski (1958a); Caminos (1965); Dessanti y Caminos (1967); Coira y Koukharsky (1976); Cortés (1985). Síntesis sobre estas rocas, pero en un ámbito mayor que el de la provincia de Mendoza, fueron realizadas por Caminos (1979); Llambías y Caminos (1987) y Llambías et al. (1984, 1991).

Si bien existe una estrecha relación y un origen común entre las volcanitas y las plutonitas es conveniente para su descripción separar las asociaciones volcánicas de las plutónicas.

Asociación volcánica. La secuencia volcánica ha sido descrita con diversos nombres como Serie Porfirítica (Groeber, 1918), Choiyoiilitense (Groeber, 1946), Asociación Volcánica Meso y Tardío Variscica (Polanski, 1958a, 1964b) y Asociación Volcánica Variscica (Caminos, 1965). Sin embargo, el término que perduró ha sido el genérico de Choiyoi, referido originalmente por Groeber para Choiyoi Mahuida (= Cordillera del Viento) en la provincia del Neuquén, y adaptado posteriormente a la nomenclatura estratigráfica como Formación Choiyoi (Rolleri y Criado Roque, 1970) o Grupo Choiyoi (Stipanovic et al., 1968a). Últimamente el término Choiyoi fue empleado con connotación de ciclo al referirse a él como Volcanitas Choiyoi (Kay et al., 1989).

El Grupo Choiyoi, constituido esencialmente por una espesa sucesión de mantos ignimbríticos, comienza inmediatamente después de la fase orogénica Sanrafaélica (Caminos, 1979; Azcuy y Caminos, 1987; Llambías et al., 1991). Si se integran los perfiles conocidos se puede establecer que el Grupo Choiyoi consta en general de 2 secciones: 1) la inferior, compuesta principalmente por fenoandesitas y fenodacitas, con delgados bancos sedimentarios en su base y 2) la superior, predominantemente riolítica. La relación entre ambas secciones es de aparente concordancia.

1) Sección inferior: La sección inferior está compuesta en su base por una delgada sucesión de sedimentitas (300 m), las cuales no siempre están presentes. Son sedimentitas continentales de variada composición, en su mayor parte con desarrollo lenticular, que anegan parcialmente un relieve ondulado. Se destacan conglomerados (Fernández, 1955; Conglomerado de Río Blanco, Caminos, 1965; Miembro inferior de la Formación Portezuelo del Cenizo, Coira y Koukharsky, 1976); areniscas tobáceas, tobas, brechas y también lentes calcáreas, de posible origen lacunar (Miembro Chiquero de la Formación Tambillos de Cortés, 1985). La frecuente presencia de clastos de volcanitas mayormente andesíticas en los conglomerados y brechas, y

de bancos de tobas, sugiere contemporaneidad entre la sedimentación y el volcanismo.

Hacia arriba se pasa en forma transicional a mantos brechosos y aglomerados de composiciones fenoandesíticas a fenodacíticas, con intercalaciones de mantos ignimbríticos de similar composición. En los niveles medios y superiores los mantos ignimbríticos se incrementan hasta hacerse predominantes, manteniéndose las composiciones mencionadas, pero con intercalaciones de delgados mantos de fenoriolitas. Las andesitas y dacitas están constituidas por fenocristales de plagioclasa y anfíbol y, en algunas localidades, piroxeno. Los fenocristales de cuarzo están ausentes o son muy escasos. Las pastas son finas, ricas en plagioclasa y en material alterado. Contienen abundantes clastos líticos de andesitas. Casi siempre están alteradas en una asociación de tipo propilítica con abundante desarrollo de albita, epidoto, calcita y clorita. El espesor es variable. En el Cordón del Plata Polanski (1972) le asigna más de 400 m; en la Cordillera del Tigre Coira y Koukharsky (1976) reportan 125 m en la Formación Portezuelo del Cenizo; en las cercanías del río Diamante Volkheimer (1978) le asigna unos 400 m (Formación La Totorá); mientras que en la región de Colangüil, Cordillera Frontal de San Juan, Sato y Llambías (1993) refieren también un espesor mínimo de 800 m.

Rocas más básicas que andesitas han sido citadas por Caminos (1965) en el cerro Negro, a orillas del río Mendoza. Son basandesitas con aspecto de basaltos que intruyen a las tobas multicolores de la quebrada de El Alumbre y a su vez son cortadas por diques riolíticos. Otras unidades básicas fueron descritas por González Díaz (1958) en el Cordón del Portillo.

2) Sección superior: La sección superior del Grupo Choiyoi es eminentemente riolítica y está constituida por una amplia predominancia de mantos ignimbríticos con intercalaciones piroclásticas subordinadas, que representan un índice de explosividad bajo. Se apoyan sobre la sección andesítica en aparente relación de concordancia y cuando esta última está ausente lo hacen directamente sobre la superficie San Rafael. No se ha determinado aún si la ausencia de la sección inferior se debe a erosión o a una topografía irregular desbordada por los flujos ignimbríticos riolíticos. El espesor es variable, habiéndose determinado un máximo en la Cordillera del Tigre de 1700 m (Coira y Koukharsky, 1976; Cortés, 1985). Están constituidas por fenocristales de cuarzo euhedral a subhedral, plagioclasa sódica y feldespato potásico. Las pastas son felsíticas con evidencias de fuertes recrystalizaciones de materiales vítreos.

En síntesis, las volcanitas del Grupo Choiyoi constituyen un extenso plateau volcánico. Si bien aun no se han localizado y estudiado los centros de emisión del volcanismo Choiyoi, probablemente correspondan a centros volcánicos alineados a lo largo de estructuras

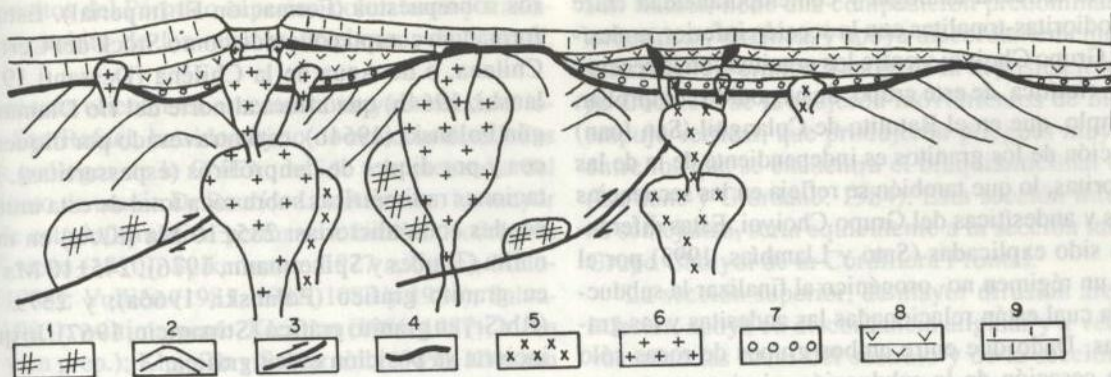


Figura 2. Esquema de distribución de las rocas ígneas del Carbonífero inferior a Triásico inferior en la Cordillera Frontal. Los plútonos del Carbonífero inferior son cortados por las fallas de la fase orogénica Sanrafaélica. Como consecuencia de este diastrofismo la erosión modeló una superficie suavemente ondulada, denominada Superficie San Rafael. Sobre ella se edificaron los volcanes andesítico-dacíticos estrechamente relacionados a los plútonos granodioríticos del Pérmico inferior. Durante el Pérmico superior a Triásico inferior el magmatismo pasó a ser predominantemente silíceo con intrusiones de granitos y erupciones de ignimbritas. 1: Granodioritas del Carbonífero superior a Pérmico inferior; 2: Sedimentitas del Carbonífero superior a Pérmico inferior; 3: Fallas de la fase Sanrafaélica; 4: Superficie San Rafael; 5: Granodioritas del Pérmico inferior; 6) Granitos del Pérmico superior a Triásico inferior; 7) Sedimentitas de la base de la sección inferior del Grupo Choiyoi; 8) Andesitas y dacitas de la sección inferior del Grupo Choiyoi, Pérmico inferior; 9) Riolitas de la sección superior del Grupo Choiyoi. Pérmico superior a Triásico inferior.

norte-sur, propias de la fase orogénica Sanrafaélica y de la subsecuente fase distensiva (Llambías y Sato, 1990). De acuerdo con este esquema la coalescencia de mantos ignimbríticos provenientes de diferentes centros volcánicos debió haber sido frecuente, anegando rápidamente el paleorelieve con variaciones muy importantes en su espesor (figura 2). Este escenario dificulta, sin duda, la correlación entre las diferentes formaciones establecidas por los autores que han trabajado en esta región. Por este motivo, es de esperar que estudios futuros de detalle puedan identificar los centros volcánicos y agrupar las unidades relacionadas a cada uno de ellos. El cambio composicional brusco entre las andesitas de la sección inferior y las riolitas de la sección superior sugiere discontinuidad en la evolución magmática, por lo cual podría inferirse que el magmatismo ácido es independiente del andesítico, lo cual ya fue señalado por Coira y Koukharsky (1976) al referirse a dos episodios volcánicos dentro del ciclo efusivo pérmico.

Asociación plutónica. En la Cordillera Frontal de Mendoza las plutonitas fueron descritas como constituyentes del denominado "Batolito Compuesto de la Cordillera Frontal" por Polanski (1958a) o de la "Asociación Plutónica Variscica" por Caminos (1965). Dado que la mayor parte de los batolitos son compuestos y que el nombre de Cordillera Frontal es demasiado extenso para la denominación de un batolito, se propone aquí el nombre más específico de Batolito de El Portillo, por ser en el Cordón de El Portillo en donde sus afloramientos son más exten-

sos. Se incluyen en esta denominación a todos los afloramientos que se extienden desde el río Diamante por el sur hasta el río Mendoza por el norte. Recientes edades de 418 ± 23 Ma obtenidas por Cingolani y Varela (1992, com. verb.) en el plutón tonalítico-granodiorítico de Cacheuta, en el río Mendoza, indican que es más antiguo que los del periodo gondwánico, revelando la ocurrencia de un evento magmático previo muy importante. Las plutonitas gondwánicas son epizonales y están estrechamente relacionadas a las volcanitas, siendo frecuente que los granitos intruyan a las secciones inferior y superior del Grupo Choiyoi (Stappenbeck, 1917; Caminos, 1965).

En el Cordón del Plata, donde Caminos (1964, 1965) ha realizado estudios de detalle, el batolito está compuesto por gabros (3,1%), tonalitas y granodioritas (17,5%), y granitos (79,3%). Según este autor esta composición podría ser representativa de todo el batolito. La secuencia comienza con la intrusión de pequeños cuerpos lenticulares gábricos (labradorita + diópsido) en las sedimentitas del Carbonífero superior. Le suceden las intrusiones de tonalita y granodioritas, con anfíbol y biotita y ricas en inclusiones microgranulares máficas. Los granitos son los últimos en intruirse. Se caracterizan por su composición leucocrática (con hasta 3% de biotita) y por sus extensos afloramientos. Están estrechamente asociados a enjambres de diques riolíticos lineares, con rumbos paralelos al eje del batolito.

En general los batolitos permo-triásicos evolucionan con la edad hacia términos más silíceos, finalizando con abundantes granitos leucocráticos. También es importante



destacar la estrecha analogía y contemporaneidad entre las granodioritas-tonalitas con la sección inferior, andesítica, del Grupo Choiyoi y entre los granitos con la sección superior, riolítica, de este grupo. Se ha podido comprobar, por ejemplo, que en el Batolito de Colangüil (San Juan) la evolución de los granitos es independiente de la de las granodioritas, lo que también se refleja en las secuencias riolíticas y andesíticas del Grupo Choiyoi. Estas diferencias han sido explicadas (Sato y Llambías, 1993) por el pasaje a un régimen no-orogénico al finalizar la subducción, a la cual están relacionadas las andesitas y las granodioritas. Dado que entre ambos grupos de rocas sólo media la cesación de la subducción, sin intervenir otro proceso tectónico, las riolitas se apoyan en aparente concordancia sobre las andesitas. Algunas relaciones de angularidad pueden ser interpretadas como depósitos primarios, sin necesidad de mediar una discordancia.

Triásico inferior alto-superior

Durante este período el volumen del magmatismo disminuyó notablemente al aumentar su índice de explosividad, de modo que predominaron los depósitos piroclásticos, presentes en la secuencia inferior de la cuenca Cuyana (Kokogian y Mancilla, 1989).

Al final de este período también cambió la composición, pasando a ser predominantemente basáltica. Durante esta época se instala un régimen extensional generalizado que habría afectado a la totalidad de la corteza, generando un sistema de rifts con orientación noroeste (Uliana *et al.*, 1989; Ramos y Kay, 1991). Este régimen extensional parece ser diferente, al menos en la Cordillera Frontal, al que imperó durante el ciclo magmático Choiyoi, caracterizado por estructuras norte-sur relacionadas a relajación mecánica (Llambías y Sato, 1990) y que sólo habría afectado el nivel superior de la corteza. Esta diferencia explicaría el cambio composicional de las rocas ígneas.

Las rocas máficas de la cuenca Cuyana constituyen filones capa compuestos por basaltos olivínicos tholeiíticos a débilmente alcalinos con rasgos geoquímicos de intraplaca y con origen en el manto (Ramos y Kay, 1991).

Bloque de San Rafael

Carbonífero

La actividad magmática gondwánica en el Bloque de San Rafael tiene su máxima expresión en el Pérmico y Triásico con muy escaso volumen en el Carbonífero. Las expresiones son muy reducidas, de carácter intrusivo o hipabisal, y están representadas principalmente por microtonalitas, granodioritas y dioritas que intruyen a los metasedimentos de la Formación La Horqueta (Ordovícico-Devónico), sin afectar a los sedimentos carbonífe-

ros sobrepuestos (Formación El Imperial). Estas rocas forman un cuerpo conocido como Stock del Cerro de La Chilena, o de Agua de la Chilena (Dessanti, 1956; Polanski, 1964b) que aflora al norte del río Diamante. Según Polanski (1964b), está atravesado por diques aplíticos y por diques de lamprófiro (espeartitas). Las dataciones radimétricas sobre roca total de esta unidad dan edades contradictorias: 285 ± 10 Ma (K/Ar) en microtonalita (Toubes y Spikermann, 1976); 245 ± 10 Ma (K/Ar) en granito gráfico (Polanski, 1966a); y 237 ± 20 Ma (Rb/Sr) en granito gráfico (Stipanovic, 1967), lo que hace incierta su posición estratigráfica.

Al sur del río Atuel, afloran otros cuerpos hipabisales dioríticos que intruyen a grauvacas de la Formación La Horqueta en las localidades de Agua del Blanco y Lomas Negras, y que pueden ser incluidos en este ciclo (Ibáñez, 1967). Asimismo, en el distrito de Agua Escondida, González Díaz (1972 b) describe unos cuerpos graníticos (Formación Piedra de Afilar) que, por su semejanza con los de Sierras Pampeanas, asigna al Precámbrico. Dada la posterior reubicación estratigráfica de los granitos de las Sierras Pampeanas en el Paleozoico, los granitos de esta zona podrían pertenecer al ciclo Carbonífero.

Pérmico-Triásico inferior

El magmatismo durante el Pérmico-Triásico inferior es muy abundante y está representado principalmente por rocas efusivas e hipabisales que apoyan en discordancia angular sobre las metamorfitas de la Formación Ventana (Precámbrico); sobre las metasedimentitas, grauvacas y ortocuarcitas de la Formación La Horqueta (Ordovícico-Devónico); y sobre los sedimentos marinos de plataforma, y también continentales de la Formación El Imperial (Carbonífero superior-Pérmico inferior). Los movimientos de la fase diastrófica Sanrafaélica produjeron el plegamiento, fallamiento inverso, y ascenso en bloques de los sedimentos de la Formación El Imperial (figura 3). En la zona de Ponón Trehue se observa que las metamorfitas de la Formación Ventana están sobrepuestas a las sedimentitas carboníferas y las volcanitas pérmicas se apoyan discordantemente sobre la superficie de erosión desarrollada sobre los bloques imbricados. El plegamiento es asimétrico, de rumbo aproximado norte-sur y los planos axiales inclinan principalmente hacia el oeste. Esta estructura generó durante el Pérmico inferior, dos cubetas o valles longitudinales, con orientación norte-sur, separadas entre sí por un umbral formado por un núcleo de metasedimentitas ordovícico-devónicas, con sedimentos carboníferos aflorantes en los flancos (Pérez y Solís, 1984; López Gamundi *et al.*, 1989). Estas cubetas se conocen como cuenca oriental y occidental. En estas cuencas se depositaron las secuencias del Pérmico Inferior (Grupo Cochicó), mientras que

los depósitos del Pérmico superior, colmataron y trasladaron el ámbito de las mismas (Kleiman y Salvarredi, 1989).

La cuenca oriental, en el sector norte y central del Bloque de San Rafael, ha sido objeto de estudios detallados por los geólogos de la CNEA, debido a la presencia del yacimiento de uranio Dr Baulfies-Los Reyunos. La mayor parte de esta información permanece inédita: Rodríguez y Valdiviezo (1970); Spikermann (1977 a, b y c); Maloberti (1983); Vulliën (1981, 1982, 1983 y 1984); Salvarredi (1983); y últimamente, Kleiman (1986, 1987); Meza (1988 y en prep.); Kleiman y Salvarredi (1989); Kleiman (en prep.) y Salvarredi (en prep.), así como la de varios trabajos finales de Licenciatura de la UBA (Bianchi, 1968; Greco, 1969; Ardolino, 1973; Valenti, 1986; Stinco, 1986; Cabaleiro, 1986; etc.) y la tesis doctoral de Espejo (1990). Entre la información publicada se encuentran los trabajos de Giúdice (1972), Lardone (1984), Lardone y Giordano (1984), Moreno Peral y Salvarredi (1984), Pérez y Solís (1984), Saulnier *et al.* (1989), y Meza (1990).

En el cuadro I se propone para el sector norte y central del Bloque de San Rafael, un esquema estratigráfico basado principalmente en Rodríguez y Valdiviezo (1970), González Díaz (1972 a) y Criado Roqué e Ibáñez (1979), con nueva información proporcionada por Salvarredi (en prep.) y por Meza (1990 y en prep.). En el cuadro II se incluyen con fines comparativos los esquemas estratigráficos propuestos por algunos de los autores que trabajaron en la zona.

En forma similar a lo propuesto para el Ciclo Choiyoi en la Cordillera Frontal, el magmatismo permo-triásico del Bloque de San Rafael puede dividirse en dos secciones, (idea sugerida previamente por González Díaz, en Linares *et al.*, 1979) ya que existen importantes diferencias composicionales y evolutivas, así como en la orientación de las estructuras. La sección inferior presenta características relacionadas con un margen activo (Kleiman y Salvarredi, 1989; Kleiman, 1993 y en prep.), mientras que la superior es transicional hacia un régimen posorogénico típicamente distensivo que predominará luego durante el Triásico (Malvicini y Delpino, 1989; Kleiman, 1993 y en prep.). Asimismo, en la sección inferior predominan los lineamientos norte-sur, mientras que en la sección superior las estructuras siguen una orientación nornoroeste en el norte del Bloque y noroeste en el sur. Tanto la sección inferior como la superior se caracterizan por el bajo índice de explosividad de las efusiones. En la sección inferior se incluyen: a) los cuerpos hipabisales dacíticos que afloran muy limitadamente al norte del río Diamante en la zona del cerro de las Yeguas, y que intruyen a sedimentos del Carbonífero, y b) la secuencia piroclástica-sedimentaria del Grupo Cochicó (Dessanti, 1956). El Grupo Cochicó, de gran extensión areal en la zona norte y central del Bloque de

San Rafael, tiene una composición predominantemente andesítica y dacítica, y apoya discordantemente sobre el sustrato pre-Pérmico. Luego de la depositación del Grupo Cochicó, se produjeron movimientos de bloques de empuje vertical, que produjeron pliegues muy abiertos entre los que se encuentra el braquianticlinal del Tigre (Lardone y Giordano, 1984). Esta sección inferior, por su semejanza, sería equivalente a la sección inferior del Grupo Choiyoi de la Cordillera Frontal.

La sección superior, de mayor difusión areal que la inferior, apoya en discordancia angular y a veces erosiva, sobre las rocas del sustrato y de la sección inferior (figura 3). Está compuesta principalmente por ignimbritas, cuerpos subvolcánicos y lavas, de composición ácida, que alcanzan términos mas diferenciados que los de la sección inferior, con algunas intercalaciones de rocas intermedias y básicas (Kleiman, en prep.). En la sección superior están incluidas la formaciones Agua de los Burros, Quebrada del Pimiento y Cerro Carrizalito (González Díaz, 1972 a).

1) Sección Inferior: En la zona norte y central del Bloque de San Rafael la sección inferior comienza con la intrusión de cuerpos hipabisales, diques y filones capa dacíticos que afloran en el Cerro de Agua de las Yeguas. Contienen cuarzo, plagioclasa ácida y biotita. La secuencia continúa con el Grupo Cochicó. En la zona de la estructura del Tigre Rodríguez y Valdiviezo (1970) lo dividieron en 2 formaciones: Yacimiento Los Reyunos y Arroyo Punta del Agua, y esta división puede hacerse extensiva a otras zonas aledañas. En la primera predominan las ignimbritas dacíticas, con diversos grados de soldamiento, y las sedimentitas, mientras que en la segunda predominan las brechas andesíticas.

La Formación Yacimiento Los Reyunos (800 m de espesor) ha sido objeto de varios estudios de detalle, debido a que aloja al yacimiento de uranio más importante del país. Está integrada por cuatro miembros que se interdigitan lateralmente, y se repiten en la secuencia vertical: 1) Andesítico (Meza, 1988), 2) Psefítico, 3) Areniscas Atigradas (Holmberg, 1948), y 4) Toba Vieja Gorda.

La secuencia comienza con brechas andesíticas, compuestas por fragmentos de andesitas en una matriz de composición similar. Contienen anfíboles y piroxenos aunque en algunas localidades la biotita es el único mineral máfico presente. Las brechas presentan fragmentos de las rocas del sustrato pre-Pérmico. Las pastas son generalmente finas, compuestas por plagioclasa y por sílice microcristalina. Es frecuente la alteración propilítica. Las secciones basales del Miembro Toba Vieja Gorda se intercalan con estas brechas. El mismo está constituido por ignimbritas dacíticas a riolíticas de baja sílice, de colores grises y morados, con un alto contenido de cristales (Kleiman y Salvarredi, 1989, Kleiman, en prep.). Contienen biotita y como accesorios titanomag-

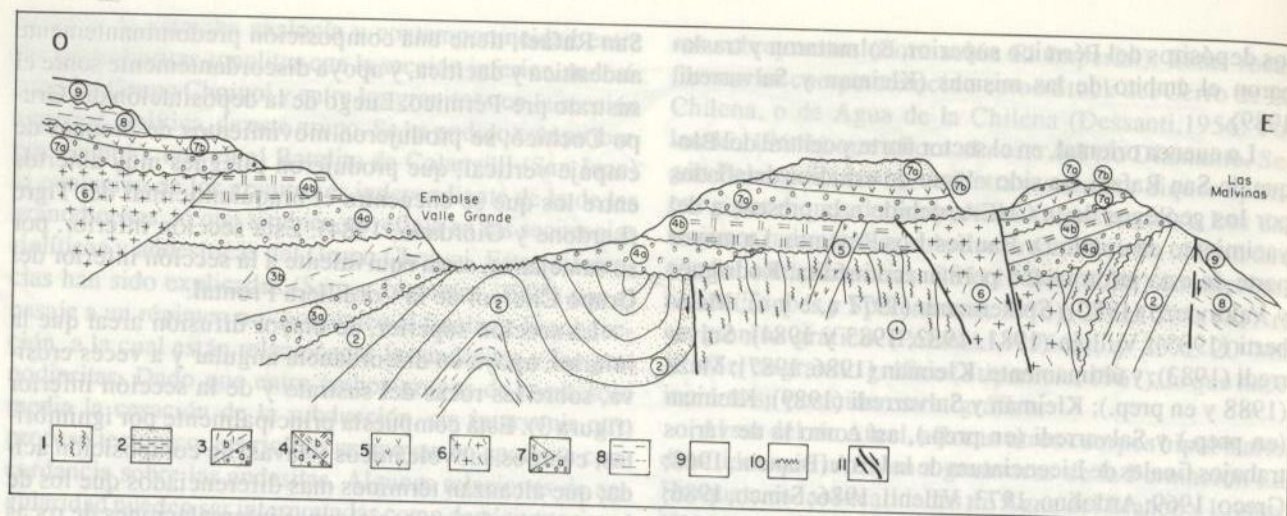


Figura 3. Perfil esquemático integrado del sector norte del Bloque de San Rafael en la zona del Cañón del Atuel (Salvarredi en prep.). 1) Basamento pre-Carbonífero; 2) Formación El Imperial: Carbonífero superior a Pérmico inferior; 3) Grupo Cochicó: 3a = sedimentitas, 3b = brechas volcánicas andesíticas e ignimbritas dacíticas: Pérmico inferior; 4) Formación Agua de los Burros: 4a = conglomerados, 4b = ignimbritas riolíticas: Pérmico superior bajo; 5) Formación Quebrada del Pimiento: Pérmico superior; 6) Formación Cerro Carrizalito: Pérmico superior a Triásico inferior; 7) Formación Puesto Viejo: 7a = sedimentitas, 7b = ignimbritas riolíticas y coladas basálticas: Triásico inferior alto a medio; 8) Formación Aisol: Terciario superior y 9) Sedimentitas y volcanitas cuaternarias.

netita, apatita y circón. Se observan alteraciones propilíticas, y recrystalizaciones a esferulitas de feldespato en la pasta vítrea. Algunos niveles presentan abundantes fragmentos de rocas. Meza (en prep.) distinguió 7 unidades efusivas para este Miembro y ubicó el posible centro de caldera de esta ignimbrita en las proximidades de la Loma Colorada del Infiernillo, sobre la dorsal que separa a ambas cuencas (Meza, 1990). Algunas de estas unidades alcanzan espesores de 200 m.

Edades K/Ar sobre roca total para esta ignimbrita oscilan entre 276 ± 5 Ma (Linares et al., 1979) y 256 ± 9 Ma (Vilas y Valencio, 1982). Una datación realizada sobre biotitas dio una edad de 276 ± 13 Ma (Dessanti y Caminos, 1967).

El Miembro Psefítico (150 m de espesor) se intercala en las partes inferiores de la secuencia, está constituido por conglomerados polimícticos depositados en ambiente de abanicos aluviales y/o flujos de detritos (Maloberti, 1983). El Miembro Areniscas Atigradas, está integrado por arenitas feldespáticas con abundante material volcánico, y constituye la facies epiclástica de la ignimbrita Toba Vieja Gorda. Estas rocas fueron interpretadas como depósitos eólicos y fluviales (Spalletti y Mazzoni, 1972). Aparecen intercaladas desde la base al techo de la secuencia, alcanzando espesores considerables hacia el este, y presentan colores amarillentos, verdosos y rojizos.

Una sucesión volcanoclástica con intercalaciones de conglomerados y areniscas en la parte inferior, apoya en discordancia erosiva sobre la anterior, o sobre rocas del sustrato (Formaciones Arroyo Punta del Agua y La

Huertita, 600 m de espesor). Está constituida principalmente por brechas andesíticas (laharitas y brechas intrusivas, Meza, 1990), e ignimbritas dacíticas. Las brechas andesíticas están compuestas por fragmentos de andesitas en una matriz de composición similar. Contienen hornblenda, augita e hipersteno aunque en algunas localidades la biotita es el único mineral máfico. Algunas muestras presentan alteraciones propilíticas. Las ignimbritas dacíticas son similares a las del Miembro Toba Vieja Gorda (Kleiman, en prep.), lo que podría implicar una interdigitación de productos de dos centros volcánicos diferentes.

En la zona sur del Bloque de San Rafael (ámbito de la hoja geológica Cerro Nevado) Holmberg (1973) también reconoce una secuencia magmática inferior (Formación Los Zainos), formada por rocas plutónicas e hipabisales de composición intermedia (dioritas, granodioritas, andesitas y dacitas), que están atravesadas por pórfiros basálticos.

2) Sección Superior: Las ignimbritas de la sección superior, a diferencia de las de la sección inferior, son pobres en cristales. El elevado grado de soldamiento y la carencia de estructuras eutaxíticas obvias de algunas de estas ignimbritas, así como la abundante recrystalización de sus pastas a feldespato esferulítico, hizo que muchos autores las confundieran con lavas o con rocas hipabisales, llamándolas pórfiros cuarcíferos, latitas, riolitas, etc. Ignimbritas ácidas se encuentran en las formaciones Agua de los Burros y Cerro Carrizalito aunque esta última contiene cuerpos subvolcánicos y lavas en

mayor abundancia. Las ignimbritas de la base presentan biotita como mineral máfico principal mientras que las rocas que le suceden contienen anfíbol, lo que indicaría una evolución en el tiempo hacia magmas más pobres en agua. Las rocas máficas intercaladas en la sección superior, alcanzan términos más básicos que las de la sección inferior, y están representadas por las basandesitas y andesitas de la Formación Quebrada del Pimiento (González Díaz, 1972 a).

La secuencia de la sección superior comienza con la Formación Agua de los Burros (González Díaz, 1972 a), cuyo espesor alcanza 400 m. En algunas localidades su base está constituida por conglomerados polimícticos, en otras, por laharitas de composición andesítica (Meza, 1990). Siguen ignimbritas dacíticas, muy silicificadas (Miembro Tobas del Tesoro Misterioso de Criado Roque, 1972), de colores rosados a rojizos, con escasos fenocristales de feldespato caolinizado, biotitas y ocasionalmente cuarzo. Esta formación continúa con tufitas y pórfiros intrusivos de composición intermedia, con abundante cuarzo poiquilítico que encierra tablillas de plagioclasa en la pasta. La sucesión culmina con ignimbritas riolíticas de alta sílice (Kleiman, en prep.), pobres en cristales, a veces brechosas y de colores rosados, grises y verdosos. La Formación Agua de los Burros está intruída por diques que ocupan juegos de fracturas tensionales con rumbos predominantemente nor-noroeste y oeste-sudoeste, y filones capa basandesíticos y andesíticos (Formación Quebrada del Pimiento, González Díaz, 1972a). Contienen fenocristales de plagioclasa, hipersteno y augita en una pasta pilotáxica, con abundantes óxidos de hierro. Las dataciones radimétricas K/Ar sobre roca total dan edades que oscilan entre 258 ± 10 Ma (Núñez, 1979) y 266 ± 10 Ma, (Linares *et al.*, 1979).

Posteriormente a la intrusión de estas rocas se produjo el emplazamiento de un importante volumen de cuerpos subvolcánicos, acompañado por la extrusión de ignimbritas riolíticas de alta sílice (Kleiman, en prep.) y lavas (Formación Cerro Carrizalito, González Díaz, 1972a). En general son de color claro, rosado a amarillo, aunque los cuerpos subvolcánicos pueden presentar colores grises y verdosos muy oscuros.

Los cuerpos subvolcánicos tienen hasta 10 Km de ancho, se alinean en dirección nornoroeste y este-oeste, e intruyen a la Formación Quebrada del Pimiento. En algunas localidades rellenan fallas gravitacionales que limitan pilares (Kleiman y Salvarredi, 1989). Las edades radimétricas determinadas por el método K/Ar en roca total para la Formación Cerro Carrizalito, oscilan entre 272 ± 5 Ma (Linares *et al.*, 1979) y 192 ± 6 Ma (Toubes y Spikermann, 1979). Esta variación de edades puede deberse a la existencia de varios eventos magmáticos de características similares, que tuvieron lugar desde el Pérmico medio hasta el Triásico, y que hace compleja la

correlación. Considerando las relaciones estratigráficas, es posible que la edad de esta formación se extienda desde el Pérmico superior hasta el Triásico inferior. Con esta secuencia finalizaría el ciclo Choiyoi en la zona.

En la zona sur del Bloque de San Rafael, en el área del cerro Nevado Holmberg (1973) describe una secuencia magmática superior que alcanza términos más ácidos. Son pórfiros de composición diorítica y granítica, así como riolitas, microgranitos y microdioritas (Formación Chapal-Co).

En la zona de Agua Escondida-Payún Matru, González Díaz (1972 b y c) describe a la Formación Los Corrales como compuesta por 3 miembros: el primero es básico y está integrado por pórfiros basálticos que afloran en una zona muy limitada. El segundo, mesosilíceo, está integrado por rocas hipabisales, ignimbritas y tobas dacíticas. Finalmente el tercero, llamado Miembro ácido, de composición riolítica está formado por cuerpos hipabisales, ignimbritas y tobas. En esta zona Delpino (en Malvicini y Delpino, 1989), divide a la Formación Los Corrales en 3 niveles litológico-estructurales: uno inferior compuesto por granitos porfiroides de hasta 4 Km de diámetro; uno intermedio formado por un enjambre de diques riolíticos de rumbo noroeste que se intruyen entre sí (diques dentro de diques), conformando un típico ambiente extensional; y uno superior compuesto por ignimbritas riolíticas a veces brechosas.

Triásico inferior a medio

Los depósitos netamente triásicos apoyan en discordancia angular o erosiva sobre lo anterior. Estos están representados por la Formación Puesto Viejo (González Díaz, 1972 a) cuya facies sedimentaria contiene fósiles (terápsidos) atribuidos al Anisiano por Bonaparte (1966a).

La Formación Puesto Viejo está compuesta por conglomerados con fragmentos de volcanitas pérmicas, y rocas del sustrato pre-pérmico; y por areniscas con las que se intercalan efusiones básicas e ignimbritas ácidas. Las efusiones más básicas son basaltos, frecuentemente lateritizados, y andesitas con abundantes minerales máficos, en general muy alterados a cloritas y celadonita, con amígdalas rellenas por cloritas. Las ignimbritas tienen composición riolítica de alta sílice (Kleiman, en prep.), son muy pobres en cristales y presentan biotita. Estas rocas fueron datadas por Valencio *et al.* (1975) por el método K/Ar en roca total, dando edades que varían entre 236 ± 10 y 230 ± 10 Ma para las ignimbritas y 232 ± 10 y 232 ± 4 Ma, para las rocas más básicas. El espesor remanente de esta formación alcanza 300 m. Luego de la depositación de esta formación, se produjo el ascenso del Bloque de San Rafael. El fallamiento pre-Terciario que afecta a estas rocas constituyó bloques inclinados de orientación noroeste y este-oeste, con rechazos que alcanzan los 1000 m en algunas localidades (Kleiman y Salvarredi, 1989).

CUADRO I. CUADRO ESTRATIGRAFICO PROPUESTO EN ESTE TRABAJO

Millones de años	Edad		Fase	Diastrafismo		Litología	Unidades Estratigráficas	
	T R A S C O	Superior Medio Inferior		Ciclo	Fase		Este trabajo (González Díaz 1972) (Meza en preparación) (Salvareddi en preparación) (Espejo 1990)	Rodríguez y Valdiviezo 1970
230	240	Superior	G	Huárpica		Sedimentitas continentales, Ignimbritas riolíticas Basaltos	Formación Puesto Viejo (17)	
240		Medio						
245		Inferior						
258	260	Superior	O	Huárpica		Lavas, cuerpos subvolcánicos e Ignimbritas riolíticas	Formación Cerro Carrizalito (16)	
290	300	Superior	N	Huárpica		Intrusivos basandesíticos y andesíticos	Formación Quebrada del Pimiento (15)	Intrusivos mesosilíceos (14)
360	370	Superior	D	Huárpica		Ignimbritas, Brechas y Tobs riolíticas y dacíticas cuerpos subvolcánicos. Sedimentitas.	Formación Agua de los Burros (13)	Brechas e Ignimbritas riolíticas Tufitas Toba del Tesoro Misterioso Conglomerados paralelos
408	420	Superior	W	Huárpica		Brechas andesíticas. Ignimbritas dacíticas. Sedimentitas.	Grupo Punta del Agua	Toba del Dique Brechas Andesíticas Areniscas y conglomerados
438	450	Superior	A	Huárpica		Ignimbritas dacíticas. Sedimentitas. Brechas andesíticas	Cochico	M. Tabas V. Gardag M. Areniscas Aligradas (10) M. Psetifitico (8) M. Andesítico (9)
505	520	Superior	N	Huárpica		Cuerpo Hipabisal Dacítico	Pórfiro del Arroyo de las Yeguas (7)	
570	580	Superior	I	Huárpica		Areniscas y Lutitas Sedimentación marina y continental	Formación El Imperial (6)	
600	620	Superior	C	Huárpica		Tonalitas, Granodioritas, Espesaritas	Stock de Agua de La Chilena (5)	
630	650	Superior	O	Huárpica		Metamorfitas (facies de esquistos verdes) Esquistos micáceos. Gránulitas y Arcilitas	Formación La Horqueta (3)	
660	680	Superior	F	Huárpica		Gabros y Diabasas porfíricas Cataclastitas y Milonitas. Espilitas	Gabro del Nihuil (4)	
690	710	Superior	A	Huárpica		Sedimentitas y Calizas marinas	Formación Lindero (2)	
720	740	Superior	M	Huárpica		Metamorfitas facies de Anfibolitas Aplitas, Pegmatitas	Formación La Ventana (1)	

CUADRO II. CUADRO COMPARATIVO DE LAS UNIDADES ESTRATIGRAFICAS SEGUN DIVERSOS AUTORES

Edad		Unidades Estratigráficas			Núñez, 1979
		Dessanti 1956	González Díaz, 1972 a	Criado Roqué e Ibáñez 1974	
TRIÁSICO	Superior	Serie Volcánica Cerro Bola (16,17) Serie Volcánica Cerro Malal (11)		Formación Cerro Malal (11)	
	Medio	Basaltos intrusivos (15,17) Pórfidos cuarcíferos Intrusivos (16) Serie Volcánica Cerro Colorado	Formación Puesto Viejo (17)	Formación Puesto Viejo (17)	
	Inferior	Andesitas intrusivas Serie Volcánica La Josefa (9)			
PERMIANO	Superior	Pórfidos oscuros Intrusivos (7) (Riodacíticos)	Grupo Cerro Carrizalito (16) F. Cerro Carrizalito (16) F. Agua de los Noques (13) F. Quebrada del Pimiento (15)	F. Cerro Carrizalito (16) F. Quebrada del Pimiento (15) F. Tesoro Misterioso (13)	Grupo Cerro Carrizalito (16) F. Quebrada del Pimiento (15) F. Quebrada del Pimiento (15)
	Inferior	Serie de Cochicó (9,10,11,12,13)	Formación Agua de los Burros	F. Sierra de los Pozos (13)	Formación La Huertita (9,12,13)
			Brecha verde (8)	F. La Tolora (13) F. La Josefa (9) F. Arroyo los Alamos (13) Pórfidos y Granitos F. Cochicó (8,9,10,11,12,13)	
CARBÓN-IFERO	Superior	Grupo superior	Formación Rincón Bayo (13)	Formación Cerro Colorado (8) Pórfidos oscuros (7) Formación El Imperial (6)	Formación Agua del Puntano (6)
	Inferior	Serie del Imperial (6)	Grupo Valle Grande (6) F. Agua del Puntano F. El Imperial		Formación Pájaro Boba (6)
			Rio Seco de los Castaños (3)	Diabasa porfírica de El Nihuil (4) Granodioritas, Dioritas (5) Formación La Horqueta (3)	
DEVONICO		Kersantita, Espesartita, Tondilita (5) Granodiorita (5) Gabro (4)			
SILURICO		Rocas filonías alteradas y metamorfozadas (4)		Formación Ponán Trehue (2)	Formación Lindero (2)
ORDOVICICO					
CAMBRICO					
PRECAMBRICO		Sistema de La Horqueta (3)		Formación Cerro La Ventana (1)	Formación La Ventana (1)

Cordillera Principal

Los afloramientos más importantes de rocas ígneas gondwánicas se encuentran en algunos bloques aislados dentro de la Cordillera Principal. Los bloques de mayor importancia, de norte a sur son: Valle Hermoso-Las Leñas y el de Bardas Blancas, continuándose en los bloques de Domuyo-Cordillera del Viento y Cerro Chachil en la provincia del Neuquén. El bloque de Valle Hermoso-Las Leñas está constituido esencialmente por rocas de composición riolítica, participando lavas, ignimbritas, brechas, aglomerados y pequeños cuerpos subvolcánicos (Gerth, 1931). En el bloque de Bardas Blancas Dessanti (1973) describió la presencia de bancos de andesitas con intercalaciones de brechas y tobas, con varios centímetros de metros de espesor, que serían equivalentes a las de la sección inferior del Choyoi de la Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. A continuación siguen sedimentos terrígenos con intercalaciones de tobas y mantos de basaltos que contienen restos de plantas atribuidas al Triásico por Stipanovic (en Dessanti, 1973).

COMPARACION ENTRE EL BLOQUE DE SAN RAFAEL Y CORDILLERA FRONTAL

Resulta muy interesante comparar las asociaciones magmáticas permo-triásicas de la Cordillera Frontal con las del Bloque de San Rafael porque permiten comprender la evolución de ambos terrenos durante este período. Con respecto al magmatismo del Carbonífero inferior no se establecen comparaciones dado lo escaso de su conocimiento. Las conclusiones más importantes son las siguientes:

1) Tanto en el Bloque de San Rafael como en la Cordillera Frontal las unidades magmáticas constituyen unidades plutónicas-volcánicas estrechamente asociadas entre sí con composiciones que varían de intermedias (granodioritas-andesitas-dacitas) a silíceas (granitos-riolitas). No obstante, la proporción de unidades plutónicas en la Cordillera Frontal es mucho mayor que en el Bloque de San Rafael indicando para este último una menor tasa de ascenso y erosión cuyo origen debe buscarse en su mayor alejamiento de la cadena andina.

2) En ambas regiones la actividad magmática se desarrolló con intensidad a partir de la fase orogénica Sanrafaélica (Pérmico inferior), comenzando con una secuencia de composición predominantemente intermedia y continuando con una silícea. Evolutivamente ambas secuencias parecen ser independientes, reflejando así dos etapas tectónicas diferentes. La de composición intermedia está relacionada a arcos magmáticos mientras que la silícea a una etapa distensiva no orogénica (Malvicini y Delpino, 1989; Llambías y Sato, 1990; Sato y Llambías, 1993; Kleiman, 1993 y en prep.) y que repre-

sentan la finalización de la subducción gondwánica. En esta etapa no orogénica, se desarrolla, además, un magmatismo bimodal, con composición máfica contrastante, presente solamente con enjambres de diques basáltico-andesíticos, a veces spessartíticos, y pequeños cuerpos subvolcánicos. El escaso volumen del componente máfico se explica por aflorar solamente los niveles más altos de los plutones, correspondiendo en la mayoría de los casos a sus cúpulas.

3) La deformación producida por la fase Sanrafaélica produjo estructuras norte-sur tanto en la Cordillera Frontal como en el Bloque de San Rafael, por lo cual se infiere que la orientación de los esfuerzos principales fue similar, desconociéndose por el momento sus intensidades relativas, pero aparentemente es mayor en la Cordillera Frontal. Sin embargo, es llamativamente diferente la orientación de los diques riolíticos, que además, reflejan un estado tensional importante. En el sur del Bloque de San Rafael tienen una orientación noroeste (Malvicini y Delpino, 1989) y nor-noroeste en la parte norte del bloque (Kleiman y Salvarredi, 1989), lo cual implica un importante cambio en la orientación de los esfuerzos principales con respecto a los de la fase Sanrafaélica, mientras que en la Cordillera Frontal es norte-sur (Polanski, 1964 b; Caminos, 1965; Llambías y Sato, 1990). Esta diferencia, que se estima se produjo a partir del Pérmico inferior alto, durante la evolución de la secuencia silícea, podría ser explicada por: a) comienzo del resquebrajamiento del continente Gondwana con deslizamientos extensivos de rumbo noroeste (Uliana y Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Ramos y Kay, 1991); b) ausencia de macizos cristalinos importantes inmediatamente al nordeste del Bloque de San Rafael que faciliten la redistribución de esfuerzos en ese sentido; c) la presencia de importantes zonas de debilidad causadas por la acreción de terrenos paleozoicos (Ramos y Kay, 1991), o por otras estructuras preexistentes. La combinación de a) y b) parece ser la explicación más probable, ya que en su mayor parte la Cordillera Frontal estuvo flanqueada hacia el este por rocas de la Precordillera y de las Sierras Pampeanas. Asimismo, se debe tener en cuenta que la variación en el rumbo de las fracturas extensionales distingue claramente al Bloque de San Rafael de la Cordillera Frontal y lo relaciona más estrechamente al bloque de Chadileuvú y al Macizo Norpatagónico, a pesar de no contener unidades silíceas jurásicas, como la Formación Marifil, en este último Macizo.

AGRADECIMIENTOS

Los dos últimos autores (L.E.K. y J.A.S.) agradecen a las autoridades de la CNEA el haberles permitido participar en esta publicación. Se agradece a los técnicos A. Cortés y H.F. Palomo la elaboración de los dibujos y cuadros.