

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 (11): 123-148

*Estadística Congreso*

## CAPITULO I-11

## LOS DEPOSITOS SINOROGENICOS TERCIARIOS

MARCELO R. YRIGOYEN

Geólogo Consultor

El territorio de la provincia de Mendoza resulta excepcionalmente adecuado para el estudio de las unidades formacionales terciarias de la región centro-occidental de Argentina. Dentro del ámbito provincial se encuentran sedimentitas preferentemente continentales, otras marinas, así como diversos conjuntos eruptivos e intrusivos cuyo registro abarca desde el más antiguo Paleoceno hasta el Plioceno cuspidal. Estos depósitos terrestres, marinos e ígneos permiten reconstruir en forma prácticamente continua la historia geológica cenozoica de la región con sus múltiples registros deposicionales, sus períodos magmáticos y sus sucesivos episodios diastróficos.

La distribución geográfica de las acumulaciones terciarias dentro del territorio de la provincia ocupa prácticamente un 80% del área total de la misma. En efecto, las formaciones cenozoicas se encuentran ampliamente representadas, sólo faltando en la actualidad dentro de la alta faja cordillerana aflorada prácticamente por terrenos pre-terciarios y cuartarios. No obstante ello, también allí se encuentran angostos girones de Terciario intermontáneo que puede alcanzar potentes espesores de hasta miles de metros. En el resto del ámbito provincial los depósitos que nos ocupan, que alcanzan sus máximos espesores al pie del frente montañoso, muestran a grandes rasgos un gradual acunamiento hacia el naciente.

Dentro del Terciario mendocino es dable encontrar más de una treintena de nombres formacionales correspondientes a otras tantas unidades litoestratigráficas de-

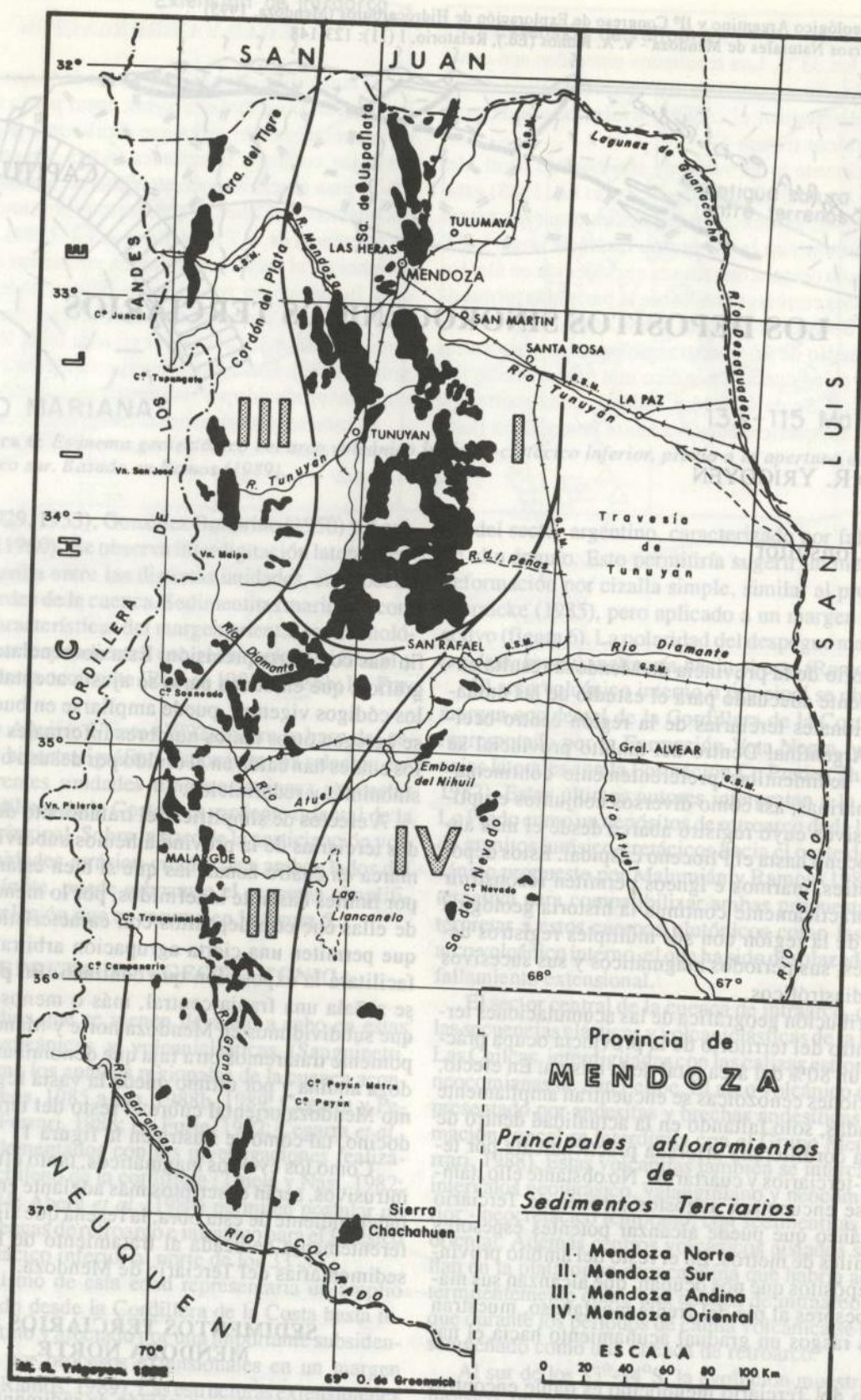
finidas con cierta precisión. Esta nomenclatura estratigráfica, que en buena parte se ajusta aceptablemente a los códigos vigentes, puede ampliarse en buen grado si se agregan otros tantos nombres informales muchos de los cuales han caído en el olvido por desuso o por simple sinonimia y redefinición.

A efectos de simplificar el tratamiento de las unidades terciarias de la provincia hemos subdividido la comarca en cuatro zonas, las que si bien están separadas por límites bastante indefinidos, por lo menos cada una de ellas encierra depósitos con características propias que permiten una cierta agrupación arbitraria que nos facilitará la exposición que continúa. En primer lugar se señala una franja central, más o menos meridiana, que subdividimos en Mendoza norte y Mendoza sur. Al poniente trataremos otra faja que denominaremos Mendoza andina y por último queda la vasta región que como Mendoza oriental cubre el resto del territorio mendocino, tal como se ilustra en la figura 1.

Como los eventos magmáticos, tanto efusivos como intrusivos, serán descriptos más adelante en un capítulo independiente de esta obra, la reseña que sigue está preferentemente dedicada al tratamiento de las unidades sedimentarias del Terciario de Mendoza.

SEDIMENTOS TERCIARIOS DE  
MENDOZA NORTE

De acuerdo a la agrupación de sedimentos terciarios propuesta más arriba, el primer sector que se describe



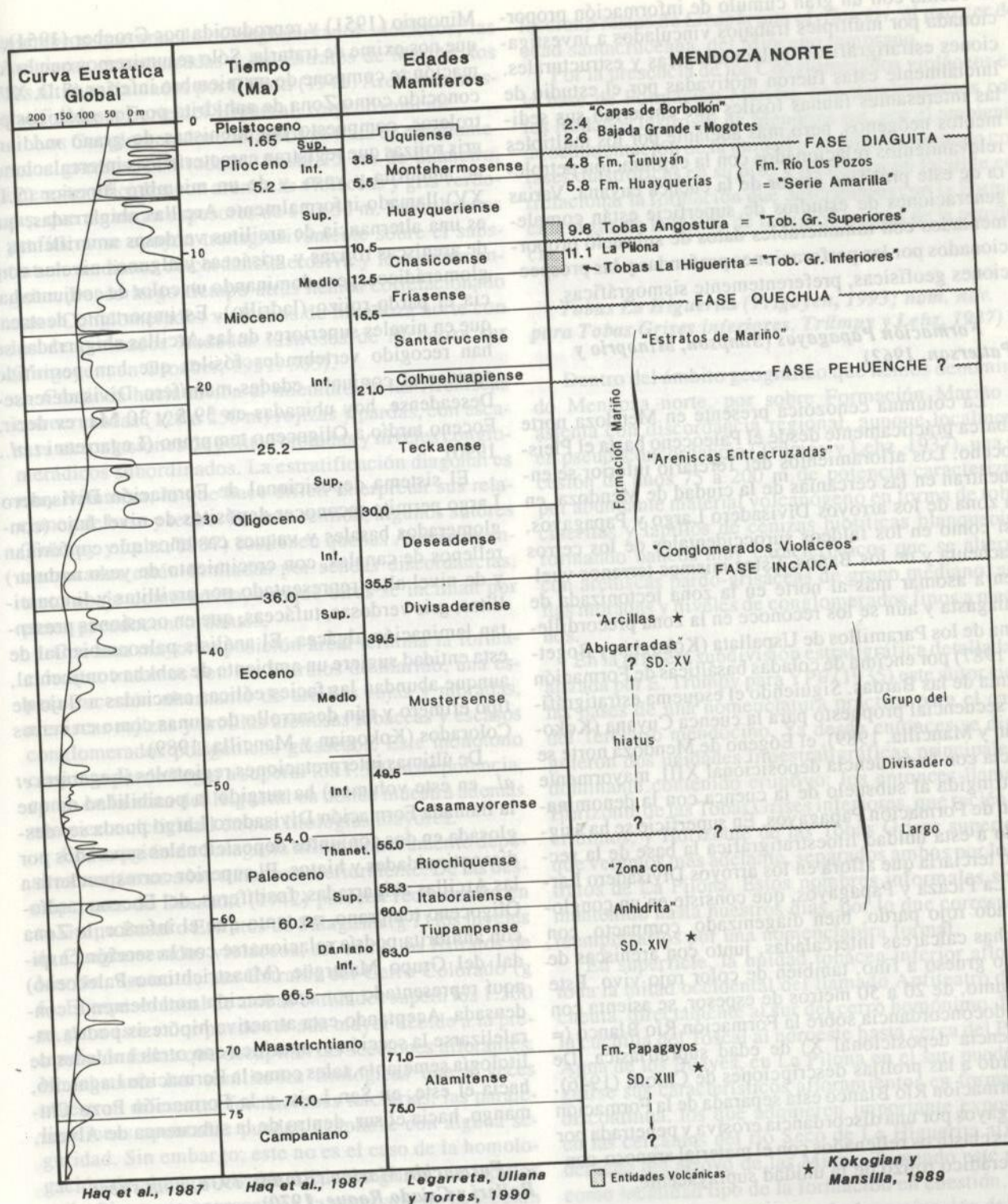


Figura 2. Unidades formacionales de Mendoza norte.

es el que denominamos Mendoza norte que ocupa un área aproximadamente comprendida entre los meridianos 68° y 69°30' oeste, desde el límite interprovincial

con San Juan por el norte hasta el río Diamante por el sur. En este sector, en donde se encuentran las pilas sedimentarias cenozoicas más potentes de la provincia,

se cuenta con un gran cúmulo de información proporcionada por múltiples trabajos vinculados a investigaciones estratigráficas, paleontológicas y estructurales. Inicialmente estas fueron motivadas por el estudio de las interesantes faunas fósiles que encierran sus sedimentos neógenos, pero más adelante por los múltiples relevamientos relacionados con la exploración petrolera de este prolífico sector de la cuenca cuyana. Varias generaciones de estudios de superficie están complementados con innumerables datos de subsuelo proporcionados por las perforaciones profundas y las prospecciones geofísicas, preferentemente sismográficas.

**Formación Papagayos (Simpson, Minoprio y Patterson, 1962)**

La columna cenozoica presente en Mendoza norte abarca prácticamente desde el Paleoceno hasta el Pleistoceno. Los afloramientos del Terciario inferior se encuentran en las cercanías de la ciudad de Mendoza, en la zona de los arroyos Divisadero Largo y Papagayos, así como en los faldeos suroccidentales de los cerros Cacheuta y de los Baños. Estos mismos terrenos vuelven a asomar más al norte en la zona tectonizada de Salagasta y aún se los reconoce en la zona precordillerana de los Paramillos de Uspallata (Kokogian y Bogetti, 1987) por encima de coladas basálticas de Formación Punta de las Bardas. Siguiendo el esquema estratigráfico secuencial propuesto para la cuenca Cuyana (Kokogian y Mancilla, 1989), el Eógeno de Mendoza norte se inicia con la secuencia deposicional XIII, mayormente restringida al subsuelo de la cuenca con la denominación de Formación Papagayos. En superficie se ha asignado a esta unidad litoestratigráfica la base de la sección terciaria que aflora en los arroyos Divisadero Largo, La Picaza y Papagayos, que consiste en un conglomerado rojo pardo, bien diagenizado, compacto, con brechas calcáreas intercaladas, junto con areniscas de grano grueso a fino, también de color rojo vivo. Este conjunto, de 20 a 50 metros de espesor, se asienta con pseudoconcordancia sobre la Formación Río Blanco (= secuencia deposicional X) de edad supatriásica. De acuerdo a las prolijas descripciones de Chiotti (1946), la Formación Río Blanco está separada de la Formación Papagayos por una discordancia erosiva y penetrada por diques clásticos rellenos con el material arenoso-conglomerádico rojizo de la unidad suprayacente.

**Formación Divisadero Largo (Chiotti, 1946)**

Sobre la Formación Papagayos continúa con suave discordancia la Formación Divisadero Largo con unos 150 m de espesor. La descripción detallada de esta sucesión ya ha sido proporcionada por Chiotti (1946) y

Minoprio (1951) y reproducida por Groeber (1951), lo que nos exime de tratarla. Sólo resumiremos que la formación se compone de un miembro inferior (S.D. XIV) conocido como Zona de anhidrita por los geólogos petroleros, compuesto por areniscas de grano mediano gris rojizas que registran características intercalaciones de anhidrita y yeso, y de un miembro superior (S.D. XV) llamado informalmente Arcillas abigarradas, que es una alternancia de arcillitas verdosas amarillentas y de areniscas rojizas y grisáceas y algunos niveles conglomerádicos, pero dominando un color de conjunto hacia el pardo-rojizo (ladrillo). Es importante destacar que en niveles superiores de las Arcillas abigarradas se han recogido vertebrados fósiles que han permitido asignar al conjunto edades-mamífero Divisaderense-Deseadense, hoy ubicadas en 39,5 y 30 Ma, es decir, Eoceno tardío a Oligoceno temprano (Legarreta *et al.*, 1990).

El sistema deposicional de Formación Divisadero Largo permite reconocer depósitos de nivel bajo (conglomerados basales y vaques castaños que conforman rellenos de canales, con crecimiento de yeso nodular) y de nivel alto, representado por arcillitas y limoarcillitas, gris verdosas, tufáceas, que en ocasiones presentan laminación algácea. El análisis paleoambiental de esta entidad sugiere un ambiente de sabkha continental, aunque abundan las facies eólicas asociadas a flujo de tipo efímero y aún desarrollo de dunas como en cerros Colorados (Kokogian y Mancilla, 1989).

De últimas interpretaciones regionales (Legarreta *et al.*, en este volumen) ha surgido la posibilidad de que la llamada Formación Divisadero Largo pueda ser desglosada en dos conjuntos deposicionales separados por discontinuidades y hiatos. El superior correspondería a las Arcillas abigarradas, fosilíferas, del Eoceno tardío-Oligoceno temprano, en tanto que el inferior, la Zona con anhidrita podría relacionarse con la sección cuspidal del Grupo Malargüe (Maastrichtiano-Paleoceno) aquí representado por una sección notablemente condensada. Aceptando esta atractiva hipótesis podría paralelizarse la sección evaporítica con otras unidades de litología semejante, tales como la Formación Lagarcito, hacia el este, en San Luis, y la Formación Pozo Chimgo, hacia el sur, dentro de la subcuenca de Alvear.

**Formación Mariño (Biondi, 1936, nom. subst. Roller y Criado Roque, 1970)**

Por sobre la S.D. XV se asienta con suave discordancia una espesa sucesión areniscosa que supera los 1.900 m en algunos sectores al sudoeste del cerro Cacheuta y en el oeste de la ciudad de Mendoza. En esta complejivamente denominada Formación Mariño, en los trabajos de detalle han podido reconocerse tres

miembros que son: los Conglomerados violáceos, las Areniscas entrecruzadas y los Estratos de Mariño, los dos últimos llamados por Chiotti (1946) Areniscas inestratificadas y Serie del Higueral, respectivamente.

Los Conglomerados violáceos se trata de conglomerados gruesos, con rodados hasta 15 cm de diámetro, interestratificados con areniscas violáceas y gris verdosas, que alcanzan espesores de 15 a 50 m. Estos bancos psefíticos se apoyan transgresivamente sobre el substratum mediante discordancia erosiva y levemente angular. Desde largo tiempo atrás hemos correlacionado estos Conglomerados violáceos de Mendoza norte con los denominados Rodados lustrosos de Mendoza sur (Yrigoyen, en Groeber, 1951: 305).

Continúa hacia arriba el miembro de las Areniscas entrecruzadas (120 a 250 m) rojizas y pardas, con escasas intercalaciones de pelitas moradas y niveles conglomerádicos subordinados. La estratificación diagonal es muy llamativa, lo que hace difícil interpretar sus relaciones de base y techo. En este sentido, algunos autores (Trümpy y Lehz, 1937) sostienen que las Areniscas entrecruzadas están limitadas por sendas discordancias, tanto abajo como arriba, aunque otros se inclinan por pases pseudoconcordantes.

Con una mayor exposición areal termina la formación que tratamos con los Estratos de Mariño, una espesa sucesión alternante de arcillas rojas y moradas, areniscas rojizas y arcillas arenosas tobáceas y escasos conglomerados poligénicos grisáceos. Este monótono conjunto puede llegar a superar los 1.550 m de potencia, como en la zona del Higueral en donde muestra además una cierta ciclicidad en sus litologías mayores.

En la región de Salagasta afloran nuevamente depósitos coetáneos a los tratados anteriormente. De las descripciones de Dessanti (1942) parecen reconocerse en su Grupo Basal o Estratos de Salagasta (g 7) los niveles de Conglomerados violáceos, así como los Estratos de Mariño, dentro de sus Estratos del Cerro Colorado (g 6). El espesor local de ambas entidades supera los 1.500 m, pero este valor puede ser aún mayor debido a la presencia de fallas que decapitan las secciones aflorantes. No obstante las similitudes litológicas que a veces muestran diferentes formaciones terciarias, las paralelismos apuntadas pueden aceptarse con alguna seguridad. Sin embargo, este no es el caso de la homologación de algunos niveles tobáceos grises, de lapillos andesíticos que aparecen en la parte alta de la sección con las llamadas Tobas Grises superiores, típicas de las zonas de Cacheuta y Tupungato, como lo sugiere Dessanti. Según nuestros estudios (Yrigoyen, 1954), la distribución de aquellos depósitos volcánicos tan característicos no habría sobrepasado hacia el norte el curso actual del río Mendoza. Dentro de la zona al este del yacimiento Cacheuta, en niveles de Mariño, Roller co-

leccionó restos de *Licaphrium cf. floweri*, al parecer de edad santacruciana, del Mioceno temprano.

Por la presencia de los Conglomerados violáceos en la base de Formación Mariño, que paralelizamos con los Rodados lustrosos de Mendoza sur, por el ambiente de sedimentación de la unidad y su relacionamiento con fases diastóricas en su piso y techo, hacen factible correlacionar la formación que describimos con la Formación Agua de la Piedra de la región austral de la provincia.

**Tobas La Higuera (Yrigoyen, 1993; nom. nov. para Tobas Grises inferiores, Trümpy y Lehz, 1937)**

Dentro del ámbito geográfico que hemos denominado Mendoza norte, por sobre Formación Mariño se asienta con discordancia regional, aunque localmente en pseudoconcordancia (Trümpy y Lehz, 1937), una sucesión de unos 75 a 200 m de potencia caracterizada por abundante material volcánico en forma de tobas, cineritas y lapillos de cenizas biotíticas blanquecinas formando bancos muy característicos que se alternan con areniscas pardo-grisáceas de grano mediano, arcillas moradas y niveles de conglomerados finos a medianos.

En la primera subdivisión estratigráfica detallada realizada por E. Trümpy para YPF (1935) este autor sienta las bases de una nomenclatura práctica para el carteo del Terciario mendocino. Ya desde entonces se distinguieron dos unidades litoestratigráficas principales de dominante contenido eruptivo: los entonces llamados Horizonte de las Tobas Grises inferiores, que recién describimos, y Horizonte de las Tobas Grises superiores, que veremos más adelante, separados ambos por los Estratos de La Pilona. Estos nombres informales se han mantenido hasta nuestros días, por lo que corresponde reemplazarlos por una nomenclatura formal.

En superficie, la unidad tobácea inferior aflora en toda la mitad occidental del llamado Anfiteatro de Cacheuta, directamente al sur del cerro homónimo. Desde la cuchilla del Toscal al noroeste hasta cerca del Puesto Agua de los Bueyes, en La Pilona en el sur, pueden seguirse sus característicos afloramientos en forma algo discontinua, los que adquieren importante exposición en las cercanías del río Seco de La Higuera afluente derecho del arroyo de las Minas. Tomando este paraje como localidad tipo de la formación en cuestión, se recomienda utilizar en el futuro la denominación de Tobas La Higuera (Yrigoyen, 1993) para esta unidad litoestratigráfica en reemplazo de Tobas Grises inferiores (Trümpy y Lehz, 1937).

En lo que atañe al material volcánico, en la zona mencionada asoman tobas cristalovítreas (piroclastitas constituidas por 60% de cristaloclastos, 35-50% de base

vítrea y 2-3% de fragmentos líticos), tobas cineríticas (chonítica) lapillítica y también areniscas cineríticas (chonítica) cuarzosas, de acuerdo a A. Spiegelman y E. Di Paola (com. epistolar). El magma parental pareciera corresponder a un magma dacítico biotítico-anfibólico.

De la formación que describimos se obtuvo un trozo de rama mandibular izquierda clasificada como *Typotheriops sylverai* Cabrera (Rolleri y De Giusto, 1950) que permitiría asignar al conjunto una edad miocena hasta pliocena temprana.

Relevamientos realizados entre los ríos Atuel y Diamante (Yrigoyen y Martínez Cal, 1953a) permitieron establecer una correlación preliminar entre los depósitos terciarios del norte y sur de Mendoza, surgiendo de allí una homologación entre las Tobas La Higuera (nom. nov.) y la Formación Butaló, idea hoy abandonada.

**Formación La Pilona (Trümpy y Lehz, 1937, nom. subst. Fossa Mancini, 1938e)**

Sobrepuerto a las Tobas La Higuera en la zona de Cacheuta se apoya en pseudoconcordancia un espesor de hasta 250 m de conglomerados medianos, con estratificación entrecruzada y coloraciones grisáceas que suelen tener buena expresión topográfica en la zona de La Pilona. A estos se sobreponen en forma granodecreciente areniscas grisáceas y gris verdosas, con algunas gravillas y lapillos, y luego pelitas y tufitas varicolores. En su tercio superior, de coloraciones amarillentas y rosadas en los tramos pelíticos y violadas a grises en las areniscas y conglomerados finos, suelen encontrarse nivelitos de yeso y margas lacustres.

La sección psefítica basal se acuña paulatinamente hacia el sur de La Pilona, estando ya pobremente representada en el subsuelo del yacimiento Tupungato, demostrando así una mayor lejanía del área de aporte precordillerano. Este conglomerado de base más las diferencias de espesor que varían de los 400 a los 700 m denunciarían la existencia de una discordancia entre Formación Pilona y su yaciente, aún no comprobada.

Por largo tiempo se ha ubicado a Formación La Pilona dentro del Plioceno inferior, debido a la determinación específica de restos fósiles hallados en 1936 en las inmediaciones del campamento Tupungato, a los que erróneamente Fossa Mancini atribuyó a esta Formación La Pilona (Fossa Mancini, 1937a y 1938d). Investigaciones posteriores del suscripto, en 1954, permitieron rectificar dicha presunción demostrando que tales restos provenían de la denominada Serie Amarilla, estratigráficamente más de un centenar de metros por encima del techo de Formación La Pilona. Atendiendo a ello y tomando también en consideración dataciones radimétricas de la formación que la sucede, ubicamos a Formación La Pilona dentro del Mioceno medio.

En un trabajo en preparación volveremos con mayor detalle sobre las formaciones neógenas de Mendoza norte.

**Tobas Angostura (Yrigoyen, 1993, nom. nov. para Tobas Grises superiores, Trümpy y Lehz, 1937)**

Por sobre la Formación La Pilona y separado por una suave discordancia angular, como veremos más adelante, en una amplia zona de la región Mendoza norte se encuentra un segundo depósito volcánico denominado tradicionalmente Tobas Grises superiores (Trümpy y Lehz, 1937). Sus afloramientos, tan característicos como monótonos, son bien distintivos por su típico color gris blanquecino que se destaca netamente de los demás sedimentos neógenos, en su mayoría de colores amarillentos, rojizos y pardos. Esta cualidad hace que tanto por su composición petrográfica como por su aspecto de conjunto sean estas tobas un excelente horizonte guía para los trabajos de carteo.

Los productos volcánicos forman el mayor porcentaje dentro de la sedimentita piroclástica que muestran intercalaciones psamíticas y aún conglomerádicas, más abundantes en su base y techo, donde suelen aparecer también en forma muy subordinada calizas travertínicas grisáceas en banquitos de pocos centímetros de espesor. Por lo general las tobas se presentan como una piroclástica consolidada, de color gris blanquecino, constituidas por un 70% de litoclastos y un 30% de base tobácea vitrocristalina. La estratificación es bien definida. Se las puede clasificar como Lapillita tobácea lito-vitrocástica, según A. Spiegelman y E. Di Paola (com. epistolar que aquí especialmente agradecemos). Se encuentran además algunos espesores de areniscas cineríticas, choníticas, en este caso compuestas por una mezcla de 70% de elementos epiclásticos y 30% de elementos piroclásticos.

En el norte los primeros afloramientos aparecen en el faldeo oriental de la Cuchilla de Agua del Corral, iniciándose como pequeños lentecitos de tobas interpuestos entre las Formaciones La Pilona y Serie Amarilla. El conjunto piroclástico va aumentando su potencia hacia el sur. Los afloramientos contornean toda la estructura de La Pilona para luego hundirse por un trecho y volver a aparecer hacia el sur y hacia el oeste. En efecto, recién acercándose al núcleo del anticlinal de Refugio y muy especialmente dentro de la culminación del anticlinal de Tupungato, las tobas adquieren significativa exposición. En este último punto los bancos tobáceos aparecen formando los bordes de la depresión central labrada en los sedimentos blandos de Formación La Pilona. Las tobas, por su mayor dureza relativa, llegan a formar una orla acantilada casi continua, sólo surcada por los cursos de agua principales que han recor-

tado profundos cauces retrocedentes de paredes verticales. Estos cañones, localmente llamados calabozos, tienen particular expresión en el río Seco de la Angostura con una excelente exposición de toda la sección de Tobas Grises superiores, aquí de 102 m de potencia. Tomando este paraje como localidad tipo se recomienda denominar la formación que tratamos como Tobas Angostura, ajustándonos así a los cánones de la nomenclatura estratigráfica formal.

Otra larga faja de afloramientos la encontramos más al oeste. Allí aparecen desde la Cuchilla del Toscal hacia el sur, a ambos lados de la Cañada de Pereyra, para luego continuar en forma meridiana hasta enfrentar la Villa de Tupungato, en las Lomas del Peral. Son evidentes los cambios de espesor que ostentan las Tobas Angostura, tanto en superficie como en el subsuelo nordmendocino. Luego de la medición de un importante número de perfiles y efectuar observaciones detalladas en toda la zona desde el sur de Cacheuta hasta Tupungato, obtuvimos información suficiente para delinear un mapa regional con curvas isopáquicas de 10 m de equidistancia, así como dibujar una serie de cortes regionales. De este trabajo surgió que esta formación tobácea muestra disminución de espesores sobre las culminaciones anticlinales (como en Tupungato y Refugio) así como sobre los espolones, al tiempo que ostenta mayores engrosamientos en las zonas deprimidas estructuralmente. Esto demostraría que la base de la sucesión tobácea se asienta sobre una suave superficie de discordancia angular que separa la Formación La Pilon de las Tobas Angostura.

Las observaciones de campo confirmaron este hecho al demostrar frecuentes variaciones de pase de perfil a perfil. Un examen detenido del contacto reveló que la formación suprayacente se asienta sobre la inferior con bancos diferentes de lugar a lugar, rellenando un suave relieve de plegamiento. La Formación La Pilon termina en la gran mayoría de los puntos estudiados con areniscas pardo grisáceas, de grano medio, poco cementadas, que encierran algunos nivelitos de gravillas con rodaditos que no pasan del tamaño de arvejas o habas. Sobre esto se apoya la serie de tobas cuyos niveles inferiores no son siempre los mismos, ya que lo que puede tomarse como el banco de pase en un lugar en otro cercano puede llegar a faltar o estar mucho más arriba del contacto formacional, intercalándose entre el pretendido banco de pase y el techo de La Pilon otros espesores de tobas ausentes en la primera localidad.

Por el contrario, en todos los perfiles estudiados el pase de Tobas Angostura y la suprayacente Serie Amarilla es siempre concordante y en algunos puntos, como La Pilon, muestra un cierto engranaje sedimentario de los bancos tufíticos duros típicos de su techo con los niveles arcillo-arenosos claros de la formación que le

sucede. Estamos en presencia de un pasaje normal, a veces gradual, sin discordancia entre ambas unidades litoestratigráficas.

Generalmente, las Tobas Angostura han sido ubicadas por varios autores en el Plioceno y más específicamente en el Plioceno medio. Por nuestra parte, contamos con determinaciones radimétricas Ar40-K40 (realizadas en Geochron Laboratories, USA, 1984) efectuados sobre concentrados de hornblenda y duplicados en concentrados de biotita. Los primeros arrojaron una edad  $9,7 \pm 1,1$  Ma y los segundos  $10,5 \pm 0,5$  Ma, valores que permiten ubicar las Tobas Angostura muy cerca del límite Mioceno medio-superior, según Haq *et al.* (1987). Simultáneamente, en el mismo laboratorio se efectuaron dataciones de muestras de Tobas Grises inferiores, nuestras Tobas La Higuera, las que registraron edades de  $11,4 \pm 1,2$  Ma sobre concentrados de hornblenda y  $10,8 \pm 0,5$  Ma sobre concentrados de biotita.

Resulta obvio destacar la pequeña diferencia en tiempo (1,25 Ma promediado) que parece existir entre los dos grupos volcánogenos neógenos, edades que por su parte acotan el lapso durante el cual se sedimentaron los 500 m de sedimentos de la interpuesta Formación La Pilon presentes en el subsuelo de Tupungato.

Hace poco tiempo fueron publicados distintos fechados radimétricos para las Tobas Grises superiores (= Tobas Angostura) por Sarewitz (1988). Lamentablemente, su interesante trabajo adolece de errores básicos que invalidan sus conclusiones. Debido a una mala interpretación de la estratigrafía y de las edades publicadas por Marshall *et al.* (1986), Sarewitz asigna a las Tobas Grises superiores una edad de  $5,8 \pm 0,1$  Ma. Dos gruesas equivocaciones llevan a esta falacia: Primero, la datación  $5,8 \pm 0,1$  Ma corresponde a determinaciones K-Ar sobre biotita de la muestra LGM 236 correspondiente a un banquito de 40 cm de espesor de arenisca tufítica vítrea del techo de la Formación Huayquerías, ubicado por debajo de la discordancia angular (?) que lo separa de la Formación Tunuyán (Marshall *et al.*, 1986); Segundo, las entonces llamadas Tobas Grises superiores no afloran en parte alguna de las Huayquerías del Este y de San Carlos. Sus depósitos sólo se habrían reconocido entre las profundidades 147 m (+ 975 m s.n.m.) y 292 m (+ 830 m s.n.m.) en el pozo Huayquería del Este-1 perforado por YPF en 1942 y entre los 501 m (+ 590 m s.n.m.) y 736 m (+ 355 m s.n.m.) en el pozo San Carlos-1 de la misma empresa.

**Formación Río de los Pozos (Yrigoyen, 1993, nom. nov. para Serie Amarilla, Trümpy y Lehz, 1937)**

Por encima de las Tobas Angostura sigue concordantemente un complejo de predominante color amarillo hasta amarillento parduzco claro. Los sedimentos va-

rían desde arcillitas y arcillas tobáceas hasta conglomerados de clastos pequeños. Hay una alternancia de niveles de grano grueso y fino pero, en líneas generales, existe una tendencia granocreciente, haciéndose los escasos niveles conglomerádicos más frecuentes hacia el techo.

En el río Seco de los Pozos, un importante cauce de carácter temporario que baja desde la culminación de Tupungato hacia el naciente, se observa una excelente exposición de la llamada Serie Amarilla, por lo que recomendamos tomar dicho corte natural como localidad tipo y red denominar a la unidad en cuestión como Formación Río de los Pozos (Yrigoyen, 1993).

En la región de Refugio y especialmente en Tupungato y Piedras Coloradas, se pueden apreciar las variaciones de espesor de esta formación. La misma pasa de una localidad a otra en superficie de cerca de 400 m de potencia en el norte a sólo 230 m en el sur. Esta reducción de potencia es aún más significativa en el subsuelo de Piedras Coloradas (p.e. pozo YPF.SET-1) en donde sólo se conservan los 65 m basales de la unidad debido a la sobre elevación de bloques de fallas que no llegan a afectar la suprayacente Formación Mogotes. Estamos pues en presencia de una discordancia que separa Formación Río de los Pozos (ex Serie Amarilla) de Formación Mogotes que la cubre. Corresponde destacar el abundante contenido fosilífero de la Formación Río de los Pozos. Durante nuestros trabajos geológicos de detalle -y sin que se dedicara extrema atención en las búsquedas- se hallaron en la zona Tupungato-Piedras Coloradas cinco localidades con restos óseos de mamíferos de edad Montehermosense, algunos entregando maxilares y aún cráneos completos (*Kiyutierium* cf. *orientalis*, aún en estudio). A estos sitios debemos agregar también aquellos descubiertos en los años 1935-37 que mencionáramos anteriormente.

#### **Formaciones Huayquerías y Tunuyán (Dessanti, 1946)**

Dentro de la región Mendoza norte existen también otros extensos afloramientos de sedimentos del Mioceno tardío y Plioceno temprano que fueron objeto de estudio desde principios de siglo. Nos referimos a la extensa zona de las Huayquerías de Tunuyán, a las que el amplio sinclinal chato del Guadal divide en dos áreas paralelas mayores: al oriente una serie de estructuras positivas que conforman las Huayquerías del Este y, al occidente, las llamadas Huayquerías de San Carlos. Toda esta región ha sido rebautizada posteriormente como Braquianticlinorio de los Huarpes (Polanski, 1962).

Las primeras observaciones y colecciones de fósiles se debieron a De Carles (1911), siendo Roveretto (1914) quien efectuara poco después el análisis paleontológico

de los restos. Veinte años más tarde las revisiones de Kraglievich (1934) permitieron distinguir dos faunas sucesivas que denominara Huayqueriense a la más antigua y Tunuyanense a la más moderna, a las que luego Dessanti (1946) asimilara a otras tantas unidades litoestratigráficas: Formación Huayquerías y Formación Tunuyán.

La relación estratigráfica y faunística de los terrenos más altos aflorantes en Tupungato-Piedras Coloradas con aquellos de las Huayquerías nos llevan a vincularlos estrechamente, considerando a grandes rasgos que la Formación Río de los Pozos de occidente puede paralelizarse con el conjunto de Formaciones Huayquerías-Tunuyán de más al este. En ambos casos, esta sección sedimentaria debe tener un desarrollo no más temprano que los 10,5 Ma asignados a las Tobas Angostura y no más tardío que los 3,8 Ma asignados a la fase diastrófica Diaguita (Yrigoyen, 1979) que la separa discordantemente de la Formación Mogotes.

El conocimiento geológico de esta distante y tan desolada región de las Huayquerías fue progresando notablemente debido a la exploración petrolera llevada a cabo por Yacimientos Petrolíferos Fiscales desde la década del 30. A los nombres de sus primeros geólogos, E. Feruglio, O. Braccacini, E. Trümpy, C. de Ferrariis, E. Shaw, R. Dessanti y otros, se han agregado posteriormente los de O. Baulés, A. Olazabal, M. Yrigoyen, H. Martínez Cal y O. Vicente, habiendo sido este último, probablemente por la extensión de sus trabajos de campo, uno de los mejores conocedores de las formaciones aflorantes en la región de las Huayquerías, desde el río Mendoza en el norte hasta el río seco de las Peñas en el sur.

No corresponde en esta breve reseña entrar en los detalles y correlaciones tentativas de toda una larga serie de nombres de unidades informales, tema que esperamos tratar en el futuro. Sin embargo, no podemos sustraernos de mencionar algunas de tales unidades ya que varias de ellas ayudan a dilucidar o complementar el conocimiento formacional del Terciario tardío. Dicha nomenclatura, que poseía un estricto fin práctico, fue desarrollándose como resultado de relevamientos geológicos más o menos puntuales. Con el avance de los trabajos exploratorios fue necesario tratar de correlacionar las diversas unidades, aún sabiendo que muchas de ellas fueron utilizadas por sus propios autores con un alcance estratigráfico a veces diferente. No obstante ello, en las líneas que siguen haremos uso de las mismas y, a la luz del estado actual del conocimiento regional, intentaremos darles adecuada ubicación dentro del cuadro de los tiempos.

En los primeros estudios regulares en las Huayquerías de San Carlos, Braccacini (1938a) reconoció en la sucesión aflorante las siguientes formaciones: arriba,

los Ripios sueltos, seguido hacia abajo por la Serie Tobácea con franjas blancas (350 m espesor) que apoyaban sobre la Serie conglomerádica de transición (100 m), sólo aflorando en la culminación de la estructura los 70 m superiores de sus Limos del Potrero. Esta última formación, obviamente correlacionable con Formación Tunuyán, se continúa en profundidad por otros 325 m, reconocidos en el pozo San Carlos-1. En este sondeo, según Bracaccini, se perforaron además 176 m de sus Arcillas de la Horqueta, la actual Formación Huayquerías, siguiendo abajo los 235 m de Tobas Grises superiores, nuestras Tobas Angostura; 842 m de Estratos de Mariño y 287 m de Areniscas entrecruzadas que se apoyaban en discordancia en los 1.865 m bajo boca pozo sobre los Estratos de Las Cabras del substrato triásico.

Algo más tarde, Dessanti (1946) para ambas huayquerías propuso un esquema estratigráfico más formal para el Cenozoico constituido por: (abajo) Formación Huayquerías; Formación Tunuyán; Morena del Quemado (= Pleistoceno más antiguo); Formación La Represa (sólo en Huayquerías de San Carlos) y por último Formación Bajada Grande. Dessanti apunta que los estratos caracterizados por frecuentes intercalaciones de conglomerados que yacen arriba del Tunuyanense en discordancia paralela y que he denominado Formaciones de la Represa y Bajada Grande son semejantes por sus relaciones geológicas generales con aquél conjunto heterogéneo de estratos que Stappenbeck (1910: 199) denominara rodados dislocados en otras partes de la Precordillera de las provincias de Mendoza y San Juan.

Los extensos relevamientos a escala 1:25.000 realizados entre 1951 y 1959 por los geólogos petroleros desde Lunlunta/Barrancas hasta más allá del volcán Huayquerías demostraron al principio la factibilidad de utilizar el esquema de Dessanti (1946) en escala regional. No obstante ello, el avance de los trabajos fue introduciendo mejoras al mismo, sobre todo en lo que respecta a la definición y alcance geográfico de aquellas unidades. Nuestras conclusiones principales para la zona de las Huayquerías pueden resumirse así:

1. La Formación Huayquerías *s. str.* sólo aflora en las Huayquerías del Este, desde el sur del río Seco del Potrero hasta cerca del río seco del Jagüel (34° S).
2. La Formación Tunuyán está totalmente aflorada en las Huayquerías del Este (270 m de espesor) asomando sólo sus 150 m superiores en la Huayquerías de San Carlos.
3. La Morena del Quemado (Dessanti, 1946), que recomendamos llamar tilloide en el sentido de Harland *et al.* (1966: 251) hasta aclarar su controvertido origen, está bien aflorada en el norte de Huayquerías

del Este, en los ríos secos de la Loma Negra y Hondo (no aparece en el arroyo del Quemado medio por estar cubierta por la Formación Represa-Bajada Grande). Hacia el norte parece faltar por acúñamiento pues no se registra en las perforaciones YPF. Punta Bardas-1 y Vacas Muertas-1. Hacia el sur desaparece igualmente, ya que en el Barrancón Alto (cerca de Bajada del Fuerte) los términos de Formación Represa-Bajada Grande se asientan con discordancia angular evidente sobre Formación Tunuyán.

En el oeste, el Tilloide del Quemado aflora en Pampa del Muerto y El Atamisque pero hacia el sur, como se observa en los ríos de la Represa y del Altepal, el tilloide pierde su carácter caótico típico para gradar a conglomerados similares a los de Formación Represa-Bajada Grande. En dirección suroeste ocurre lo mismo ya que el tilloide se reconoce en los cortes del río Seco de Los Loros y en el río Seco del Atamisque, pero en el río seco de la Bajada Blanca, cerca de La Salada, ya está reemplazado lateralmente por los conglomerados poliméticos de Formación Represa, aquí apoyada en pseudo-concordancia sobre Formación Tunuyán.

4. La Formación Represa puede ser considerada como miembro inferior de Formación Bajada Grande, ya que va perdiendo su identidad a medida que avanzamos hacia el este de su localidad tipo.
5. Las dataciones radimétricas proporcionadas por Marshall *et al.* (1986) no corresponden a Formación Tunuyán (texto y perfil columnar, Río Seco de la Salada, fig. 2, p. 452). Allí la Formación Tunuyán termina con fuerte cambio litológico y pseudo-concordancia en la base del grueso intervalo conglomerádico de Formación Represa, a los 126 m del pie del perfil publicado. La datación LGM 233 ( $2,6 \pm 0,1$  Ma) fecha a la Formación Represa, o si se quiere al miembro inferior de Formación Bajada Grande. La datación LGM 235 ( $2,4 \pm 0,3$  Ma) corresponde sin duda a Formación Bajada Grande (Serie Tobácea con franjas blancas de Bracaccini, 1938a). El cráneo de Procionido (*Chapalmalania altaefrontis* Krag.) exhumado por A.G. de Olazabal (Kraglievich y de Olazabal, 1959) proviene del nivel más bajo del perfil columnar de Marshall *et al.*, (1986) a 125 m por debajo del contacto formacional Tunuyán/Represa.
6. Por muchos años aceptamos una edad cuaternaria para todas las unidades formacionales plegadas desde la Morena del Quemado inclusive hacia arriba, poniendo con Dessanti (1946) el límite Plioceno/Pleistoceno en el tope de Formación Tunuyán. Contamos hoy con fuertes evidencias para incluir

dentro del Plioceno a todas las formaciones afectadas por plegamiento descritas por aquel autor. Por nuestra parte, recogimos en niveles de Formación Represa, con buzamiento al norte, aflorantes en el brazo norte del río Seco del Quemado numerosos restos de *Plohophorus yrigoyeni* Castellanos (1957), de edad-mamífero Montehermosense (Castellanos, 1957).

En igual forma, cupo a Vicente (1958a) extraer en la zona de Pampa del Muerto apreciable cantidad de restos de Formación Bajada Grande, entre los que se reconocieron *Eleutherocercus* cf. *vilardeboi* Krag., *Megatherium* cf. *gaudry* Moreno, *Megatherium* aff. *istilarti*, etc., también de edad-mamífero Montehermosense (según P. Bondesio, 1984, com. epistolar).

7. La reubicación estratigráfica de los dos niveles tobáceos datados por Marshall *et al.* (1986) mencionados en 5 confirman la edad pliocena de Formación Represa-Bajada Grande mencionada anteriormente.

Desplazándonos de la zona de las Huayquerías hacia el norte, a partir del arroyo de las Vacas Muertas hacia la zona de Vizcacheras, Zampal, Gringo Muerto, La Ventana, Carrizal, Barrancas y Lomas de Lunlunta, la mayoría de los afloramientos suavemente plegados al sur del río Tunuyán pero notoriamente inclinados periclinamente al norte del mismo, corresponden a los diversos niveles pliocénicos de la Formación Bajada Grande. De existir formaciones más antiguas que ellas sólo podrían aparecer en los núcleos o culminaciones de los anticlinales mayores (Lunlunta, Barrancas, Carrizal) pero no estamos en condiciones de aseverarlo. Eventualmente, los términos más bajos señalados por Braccini (1938a) como Limos Bayos quizá podrían pertenecer al techo de Formación Tunuyán. Dicho autor señala el descubrimiento de fósiles determinados como de edad pliocena por A. Cabrera, pero no indica la formación a que pertenecen.

Si trasponemos el río Mendoza hacia el norte, luego de un amplio sector carente de afloramientos, recién volvemos a encontrar sedimentos plegados a partir de la zona de Borbollón y Capdevila, donde fueron estudiados originalmente por Dessanti en 1942. Allí el Plioceno (?) o Cuaternario (?) alabeado en dos suaves anticlinales paralelos culmina con las Capas de Borbollón (Tapia, 1935) frecuentemente constituidas por limos rosados, ricos en material tobáceo y algunas costras calcáreas de facies lacustre. Estos depósitos engranan hacia el oeste con sedimentos proximales más gruesos, psamíticos y psefíticos, teniendo ambos conjuntos una relación traslapante con otras formaciones terciarias in-frayacentes, de posición dudosa.

Es interesante destacar que en la zona descripta anteriormente las perforaciones profundas han detectado muy espesas columnas de sedimentos cenozoicos. Por ejemplo, en el pozo YPF. Borbollón-1, por debajo de 220 m de aluviones recientes, se perforaron 3.925 m de sedimentos terrígenos de granometría diversa (desde limos loessoides, complejos tobáceos y espesas capas de conglomerados) que fueron asignados al Terciario pero cuya correlación con las clásicas unidades formacionales de Mendoza norte es aún harto dudosa, aunque existe cierto consenso en que los estratos más profundos puedan corresponder a niveles de Formación Mariño. De ser así, el Terciario (y Cuaternario) de la región superaría aquí los 4.600 m de potencia.

Aún más espectaculares resultan los espesores de las exposiciones de los depósitos terciarios del extremo septentrional de Mendoza. En esta zona, el borde sobrecorrido de la Precordillera, aflorada en terrenos triásicos y devónicos, monta sobre una extensa faja de sedimentitas terciarias que alcanzan su mayor afloramiento al pie del cerro del Cielo, entre los ríos Secos Carrizal y Carrizalito. De acuerdo a Harrington (1971), en este largo perfil casi continuo de 10 Km de extensión este-oeste, sin complicaciones tectónicas, asoman más de 6.000 m de sedimentos clásticos del Grupo Calchaquí buzantes al poniente. Esta potente sucesión continental muestra una granulometría decreciente de abajo hacia arriba, pudiendo diferenciarse tres miembros principales:

Techo: terraza cuaternaria antigua, separada por discordancia angular de:

3. Lutitas arenosas, limolitas y fangolitas, en parte tufíticas, pardo-amarillentas, pardo claro, morado claro y gris-rojizas, muy bien estratificadas en bancos delgados con grietas de desecación y ondulitas, con intercalaciones de bancos gruesos y macizos de arenisca: 1.000 m
2. Areniscas arcillosas, en parte tufíticas, grano fino a mediano, rojizas, rosadas, morado claro, gris-rojizas y amarillentas, en bancos gruesos, macizos. La estratificación es diagonal torrencial y se registran ondulitas de corriente. Intercálanse lutitas, limolitas y tufitas gris ceniza, moradas y amarillentas: 1.500 m
1. Conglomerados macizos, estratificados en bancos gruesos, geometría torrencial, rosados, rojizos y gris-rojizos, amarillentos, con rodados grandes y medianos de andesitas, dacitas, riolitas y grauvacas, con intercalaciones de areniscas arcillosas y otras de grano muy grueso, rojizas: 3.500 m

Base: oculta por falla.

La paralelización de estos depósitos con las formaciones reconocidas de Mendoza Norte es en extremo dudosa. Por ello Harrington ha denominado este espeso conjunto sedimentario con el amplio y ambiguo nombre de Grupo Calchaquí, inclinándose por una edad pliocena hasta quizá miocena superior. Si no fuera por lo desproporcionado de los espesores presentes en este perfil, como una primera aproximación podríamos paralelizar el Miembro 1 con el Complejo III conglomerádico superior; el Miembro 2 con el Complejo IV arcilloso-arenoso superior, ambos de la Formación Mogotes de Tupungato-Piedras Coloradas que describiremos a continuación. Por su parte, el más reciente Miembro 3 podría corresponder a las Capas de Borbollón que culminan la sucesión plegada al norte de la ciudad de Mendoza.

**Formación Mogotes (= Conglomerados de los Mogotes, Trümpy y Lehz, 1937 = Formación Los Mogotes, Polanski, 1963)**

Los Conglomerados de los Mogotes, descriptos originalmente para la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato, están constituidos por una espesa sucesión conglomerádica con intercalaciones de arcillas limosas rojizo-chocolate, areniscas rojizas y escasos niveles tobáceos y cenicientos que en total pueden llegar a sobrepasar los 2.000 m de potencia. De norte a sur y de oeste a este se detecta una disminución del tamaño de los clastos, pudiéndose apreciar también en términos generales una tendencia granodecreciente en el sentido vertical. La estratificación suele ser pobre hasta sumamente irregular, a veces solo indicada por cierta alternancia de conglomerados polimícticos gruesos y finos, con frecuentes sectores de geometría torrencial. En algunas localidades la presencia de grandes rodados hasta bloques voluminosos llevan a pensar en un eventual origen glaciar o fluvio-glaciar.

Es característico de este grupo la variación lateral de los bancos, así como su marcada lenticularidad, lo que a veces torna difícil el tratar de subdividir el conjunto en unidades menores. No obstante esto, muy a grandes rasgos pueden reconocerse en el terreno y más aún en el análisis fotogeológico (Yrigoyen, 1955) cuatro complejos de estratos diferenciables por sus caracteres litológicos de conjunto. Siguiendo a Tognon y Pérez (1949), desde el yacimiento Estructura Intermedia al sur, la Formación Mogotes se inicia con un Complejo I, basal o de transición (200 m de espesor) preferentemente conglomerádico, en bancos gruesos de 6 a 10 m de potencia. Le sigue un Complejo II, arcilloso-arenoso (360-800 m) - que denomináramos sección estratificada en el carteo fotogeológico - constituido por areniscas, areniscas arcillosas y arcillas loessoides con bancos de conglomerados finos de poco espesor. El color del con-

junto es rosado, amarillento hasta pardo ocráceo. Continúa hacia arriba el Complejo III, conglomerádico superior (500-550 m) también de dominante carácter psefítico (en bancos espesos, de 8 a 20 m de potencia) de coloración gris pizarra y ocre - nuestra sección oscura de fotogeología - y por último el Complejo IV, arcilloso-arenoso superior, de composición y colores similares al Complejo II. El espesor total del Complejo IV es difícil de estimar pues sus afloramientos se hunden periclinalmente bajo aluviones y médanos recientes.

Las potentes masas detríticas de Formación Mogotes son el resultado de la rápida degradación del borde andino sobreelevado en pulsos sucesivos. Los clastos se reclutan entre rocas cristalinas, ígneas y metamórficas del ambiente de la Cordillera Frontal, entremezclados con fragmentos de sedimentitas más modernas, así como de productos efusivos terciarios.

El contacto de Formación Mogotes con el substrato puede parecer pseudo-concordante, como se aprecia en el flanco oriental de Tupungato-Piedras Coloradas, hasta francamente discordante como en las Lomas de Gualtallary y del Peral, dos estructuras plegadas aflorantes en las cercanías de Villa Tupungato. En ambas localidades la discordancia regional en la base de Formación Mogotes se manifiesta con un notorio salto de valores de buzamiento entre la ex Serie Amarilla y los primeros bancos conglomerádicos gruesos de la formación suprayacente. Desplazándose más al noroeste, la Formación Mogotes cubre discordantemente la Formación Mariño, habiéndose comprobado entre ambas unidades la ausencia de los sedimentos correspondientes a las ex Tobas grises, la Formación La Pilona y también la Formación Río de los Pozos (Polanski, 1972).

La edad de la Formación Mogotes ha sido un tema controvertido desde hace decenas de años. Si bien originalmente fue asignada al Plioceno y más exactamente al Plioceno tardío (Trümpy y Lehz, 1937), más tarde algunos investigadores, siguiendo las ideas del relacionamiento de los primeros englazamientos andinos con la acumulación de los potentes depósitos psefíticos del borde montañoso (Groeber, 1952), preferimos ubicar la formación en cuestión dentro del Cuaternario más antiguo. En la actualidad, luego de haberse completado el estudio sistemático del Terciario mendocino, existe una serie de evidencias que obligan a volver a la primitiva asignación temporal pliocena de la Formación Mogotes.

Si comparamos las unidades litoestratigráficas descriptas para la región de Huayquerías con las subdivisiones de Formación Mogotes de la región Tupungato-Piedras Coloradas, se pueden apreciar analogías suficientes como para aceptar su correlación. En efecto, por sobre nuestra Formación Río de los Pozos y su correlato Formaciones Tunuyán-Huayquerías, en ambas áreas se asienta en pseudoconcordancia o en discordancia angu-

| AUTOR<br>AREA<br>EDAD<br>(M.a)       | Tognon/Pérez, 1949<br>Cerrillos de<br>Tupungato<br>Piedras Coloradas | Braccacini, 1938<br>Huayquerías de<br>San Carlos    | Dessanti, 1946<br>Región de las<br>Huayquerías | Vicente, 1958<br>Atamisque,<br>Pampa del Muerto,<br>El Quemado |
|--------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|
| <b>Plioceno</b><br><br><b>tardío</b> | "Complejo IV<br>arcilloso/arenoso<br>superior"                       | "Ripios sueltos"<br>(= Cgl. de los<br>Bordes)       | Fm. Bajada<br>Grande                           | Bajada Grande<br>Superior                                      |
|                                      | "Complejo III<br>conglomerádico<br>superior"                         |                                                     |                                                |                                                                |
|                                      | "Complejo II<br>arcilloso/arenoso<br>inferior"                       | "Serie Tobácea<br>con Franjas<br>Blancas"           | Grande                                         | Bajada Grande<br>Medio                                         |
|                                      | "Complejo I<br>basal de<br>transición"                               | "Formación<br>conglomerádica<br>de transición"      | Fm. Represa<br>+<br>Till. El Quemado           | Bda. Grande Inferior<br>= Represa<br>Till.<br>El Quemado       |
| <b>3.8</b>                           |                                                                      |                                                     |                                                |                                                                |
| <b>Plioceno</b><br><b>temprano</b>   | ex-"Serie amarilla"<br>= Formación                                   | "Limos de Potrero"<br>(= Fm. Tunuyán)               | Fm. Tunuyán                                    | Fm. Tunuyán                                                    |
| <b>5.5</b>                           |                                                                      |                                                     |                                                |                                                                |
| <b>Mioceno</b><br><b>tardío</b>      | Río de los Pozos<br>(M.R.Y. 1992)                                    | "Estratos de la<br>Horqueta"<br>(= Fm. Huayquerías) | Fm. Huayquerías                                | Fm. Huayquerías                                                |

M. R. Yrigoyen, 1992

Figura 3. Correlación estratigráfica del Neógeno de Mendoza norte.

lar evidente una primera unidad basal, predominantemente psefítica, reconocida como Complejo I basal de Transición (en Tupungato), Formación conglomerádica de Transición (en San Carlos) y El Quemado-Represa = Bajada Grande inferior (en Atamisque y El Quemado). Continúa una segunda unidad denominada Complejo II arcilloso-arenoso inferior (en Tupungato), Formación Tobácea con franjas blancas (en San Carlos) y Bajada Grande medio (en Atamisque, El Quemado, Vacas Muertas). La tercer unidad está representada por el Complejo III conglomerádico superior (en Tupungato), Conglomerado de los bordes (en Lunlunta, Carrizal) y Bajada Grande superior (en el resto de Huayquerías del Este, pero ya ostentando aquí una granulometría más fina que la confunde con el Complejo IV arcilloso-arenoso superior de Tupungato) (véase cuadro estratigráfico de figura 3).

Esta correlación, que ya en forma algo tentativa sostuviéramos hace más de una treintena de años (Yrigoyen, 1956a), nos muestra la equivalencia general de Formación Mogotes del oeste con el conjunto El Quemado-Represa-Bajada Grande del este. Debemos recordar que ya Polanski (1963: 259) señalaba como sinónimos su Formación Los Mogotes con la Formación Bajada Grande, aunque sin fundamentar dicha paralelización. Por otra parte, conociendo que los miembros inferior y medio de la Formación Bajada Grande encierran restos de vertebrados de edad-mamífero Montehermosense, netamente pliocena así como los niveles tobáceos con dataciones radimétricas  $2,6 \pm 0,1$  y  $2,4 \pm 0,3$  Ma (Marshall *et al.*, 1986) por correlación asignamos a la Formación Mogotes una edad pliocena superior.

### SEDIMENTOS TERCIARIOS DE MENDOZA SUR

El área que tratamos cubre a grandes rasgos todo el borde oriental andino entre el río Diamante y el río Colorado. Por el naciente la limita una línea sigmoidea que desde las cercanías de San Rafael pasa por el oeste de El Nihuil, Llancanelo y Payún Matru, como se indica en la figura 1.

Las sedimentitas terciarias del sud de Mendoza llegan a alcanzar espesores integrados de más de 1.500 m en la zona del cerro Butaló y aún más de 2.000 m en la zona de la cuchilla de la Tristeza a la altura de Tres Esquinas. Una vez más, las investigaciones relacionadas con la exploración petrolera han brindado abundante información sobre los depósitos en cuestión, contándose con trabajos especialmente referidos al tema publicados hace más de 40 años (Criado Roque, 1950). En aquella época tuvimos estrecha participación en tales estudios que tenían un carácter de síntesis regional. Investigaciones posteriores han mejorado y precisado en

buen grado aquellas primeras interpretaciones, lo que permite hoy disponer de un adecuado conocimiento de la columna sedimentaria terciaria de la comarca.

En el sur de Mendoza se encuentran los más antiguos terrenos terciarios de la provincia. En efecto, el límite Cretácico-Terciario está comprendido dentro de la Formación Pircala, y localmente dentro de la Formación Roca, que a su vez constituye la sección media del grupo Malargüe (Uliana y Dellapé, 1981) que se desarrolló en el ámbito de la Cuenca Neuquina entre los 80 y 55 Ma (Legarreta y Gulisano, 1989). En el otro extremo, las diversas secuencias terciarias presentes en la región sur mendocina culminan con la Formación Tristeza, de edad mioceno tardío-pliocena.

### Formaciones Pircala-Coihueco (Boehm, 1938/39 en Criado Roque, 1950)

Estas dos formaciones se caracterizan por una granulometría fina y constituyen las seis últimas secuencias deposicionales que rematan la supersecuencia Rio-grándica (Grupo Malargüe) convencionalmente designadas como SD VI a SD XI en el sentido de Legarreta *et al.* (1989). Por correlaciones regionales se acepta que el límite Maastrichtiano-Daniano se ubica en la base de la SD IX, ésto es, en el término superior daniano de la Formación Pircala.

Esta primera unidad, que supera los 250 m de potencia en la zona del Diamante, muestra en su base y en su techo sedimentos preferentemente pelíticos, con delgadas intercalaciones calcáreas y margosas, estando su parte media constituida por psamitas limosas y tobáceas. La coloración del conjunto es distintivamente rojo pálido a violáceo.

La Formación Coihueco, si bien presenta una facies de capas rojas con litología bastante similar a la anterior, se caracteriza en cambio por una dominante coloración verde claro a verde oliva. El espesor de Formación Coihueco, que llega a 366 m en Arroyo Las Aucas (Criado Roque, 1950) muestra un paulatino adelgazamiento de norte a sur.

En muchos sectores de la amplia región tratada resulta difícil la separación de Formación Pircala de Formación Coihueco debido a una escasa diferenciación cromática entre ambas unidades. Este hecho ha obligado a muchos autores a denominar estos depósitos en una forma complexiva como Formación Pircala-Coihueco.

La litología general de ambas formaciones, de granulometría fina, laminación paralela, con algunas evaporitas y calcáreos, sugiere un ambiente de deposición de barreales y cuerpos lagunares someros de origen típicamente continental. No obstante ésto, es dable encontrar, preferentemente en Formación Pircala, delgadas intercalaciones de depósitos marino-marginales do-

cumentados por nanofósiles y foraminíferos. Si se estudia la distribución paleográfica de cada una de las secuencias deposicionales desde SD VI (Pircala temprano, Maastrichtiano inferior) hasta SD XI (Coihueco tardío, Paleoceno tardío), se aprecia como el área de acumulación marino-marginal sufrió a través del tiempo un progresivo desplazamiento hacia el sureste (Legarreta *et al.*, 1989). Este fenómeno resulta bien evidente durante el desarrollo de Formación Coihueco (SD X y XI) ya que, además de regir condiciones de acumulación prácticamente continentales (excepto delgadas secciones carbonáticas y evaporíticas ubicadas en la base de cada secuencia), resulta también notorio un incremento de la fracción piroclástica.

**Formación Agua de la Piedra (Criado Roque, 1950)**

Por encima de Pircala-Coihueco se apoya frecuentemente un depósito muy característico denominado informalmente por Groeber como Rodados lustrosos. Estos constituyen uno o dos bancos de conglomerados sueltos, de aspecto relictual, de clastos pulidos y facetados pequeños (los más abundantes de 3 a 5 cm de diámetro) en su mayoría de rocas porfíricas, envueltos en una matriz blanquecina areno-tobácea. La superficie de los clastos es típicamente lustrosa, de color pardo cobrizo a verde oliva, cubierta de barniz de desierto. Este miembro basal de Formación Agua de la Piedra se apoya en el substrato con una discordancia erosiva y/o suavemente angular que suele pasar a ser fuertemente angular en sectores vecinos. Entre ambas unidades ocurrió una fase diastrófica de alcance regional (fase Incaica), así como un importante hiato del orden de los 20 millones de años.

En una amplia zona al sur del río Malargüe en la base de Formación Agua de la Piedra, a unos 15 metros por arriba de los Rodados lustrosos, se intercala un manto de 15-20 m de espesor de basalto vesicular, olivínico, que se extiende saltuariamente desde el Portezuelo del Quemado hacia el sur y que pasando por el cerro Butaló y la quebrada del Rincón de la Sombra continúa siempre con igual posición estratigráfica a lo largo del faldeo occidental de la Sierra de Palauco hasta los alrededores de Ranquilco. Esta volcanita puede relacionarse con la Formación Los Cerrillos (ex-Basalto 0) de la zona de Puntilla de Huincán (Kozłowski *et al.*, 1987).

La Formación Agua de la Piedra es una secuencia granocreciente con predominio de arenillas finas, rojizas o violáceas, limosas, algo tobáceas en la base, litologías que comienzan a alternar con conglomerados lenticulares, polimícticos, de grano fino y colores grisáceos en la sección media. Los términos superiores son netamente conglomerádicos con rodados grandes (hasta 30 cm de diámetro) entre los que dominan las rocas andesíticas, después de los pórfiros y los fragmentos de sedimentitas mesozoicas, todo moderadamente cementado. La Formación Agua de la Piedra, que llega a alcanzar cerca de un millar de metros de potencia en su localidad tipo del faldeo oriental de la sierra de la Ventana, ha recibido diferentes nombres formacionales, tales como Estratos del Arroyo Hondo (Dessanti, 1956); Formación Sosneado (Dessanti, 1959 a y b) etc. y otros complexivos como Complejo volcano-sedimentario del Terciario inferior (Gorroño *et al.*, 1979); Complejo Efusivo Eógeno parcial (Bettini, 1982) etc. En el caso de los dos últimos términos, la denominación se debe al franco dominio de material volcánico que varía desde lavas y aglomerados volcánicos hasta tobas limosas dentro de las cuales, en la quebrada Fiera, se exhumaron restos de mamíferos fósiles de edad mamífero Deseadense del Oligoceno temprano (Gorroño *et al.*, 1979). Esta dominancia volcánoclastica, y aún verdadera interdigitación hasta reemplazo casi completo del material clástico por material volcánico, ha llevado a algunos autores (v.g. Criado Roque, 1950) a homólogar Formación Agua de la Piedra con la antigua Serie Andesítica Eocena, actual Grupo Molle.

En la región del cerro Alquitrán, en donde Agua de la Piedra se asienta pseudoconcordantemente sobre Pircala-Coihueco, la formación que tratamos (de unos 650 m de potencia) ostenta en la mitad de la serie expuesta un característico tramo de tobas gruesas hasta lapillos de notable estratificación entrecruzada, más típica aún por un hermoso bandeo de las tobas de colores blanco ceniza y gris negruzco, que se destacan de los tonos rojizos y grises rosado-amarillento del resto de la formación.

La Formación Agua de la Piedra corresponde en sus inicios a depósitos de planicie aluvial baja, con posibles cursos meandrosos que permitieron una distribución uniforme del material detrítico. Los términos medio y superior muestran en cambio una progresiva inestabilidad y mayor energía, con cauces anastomosados sumados a una creciente subsidencia de la artesa de retroarco. (\*)

(\*) Es de interés destacar que en la zona del cerro Butaló y arroyo del Agua Botada, dentro de Formación Agua de la Piedra, se intercalan pelitas yesíferas (35 m de espesor) que encierran nanofósiles terciarios. En igual forma, efímeras intercalaciones de lutitas y calizas tobáceas marinas se encuentran en la zona de Escorial de la Media Luna, Cajón del León y Cajón Olatino, interdigitadas entre coladas del Grupo Molle o "Basalto cero" (Legarreta, com. epist., 1983).

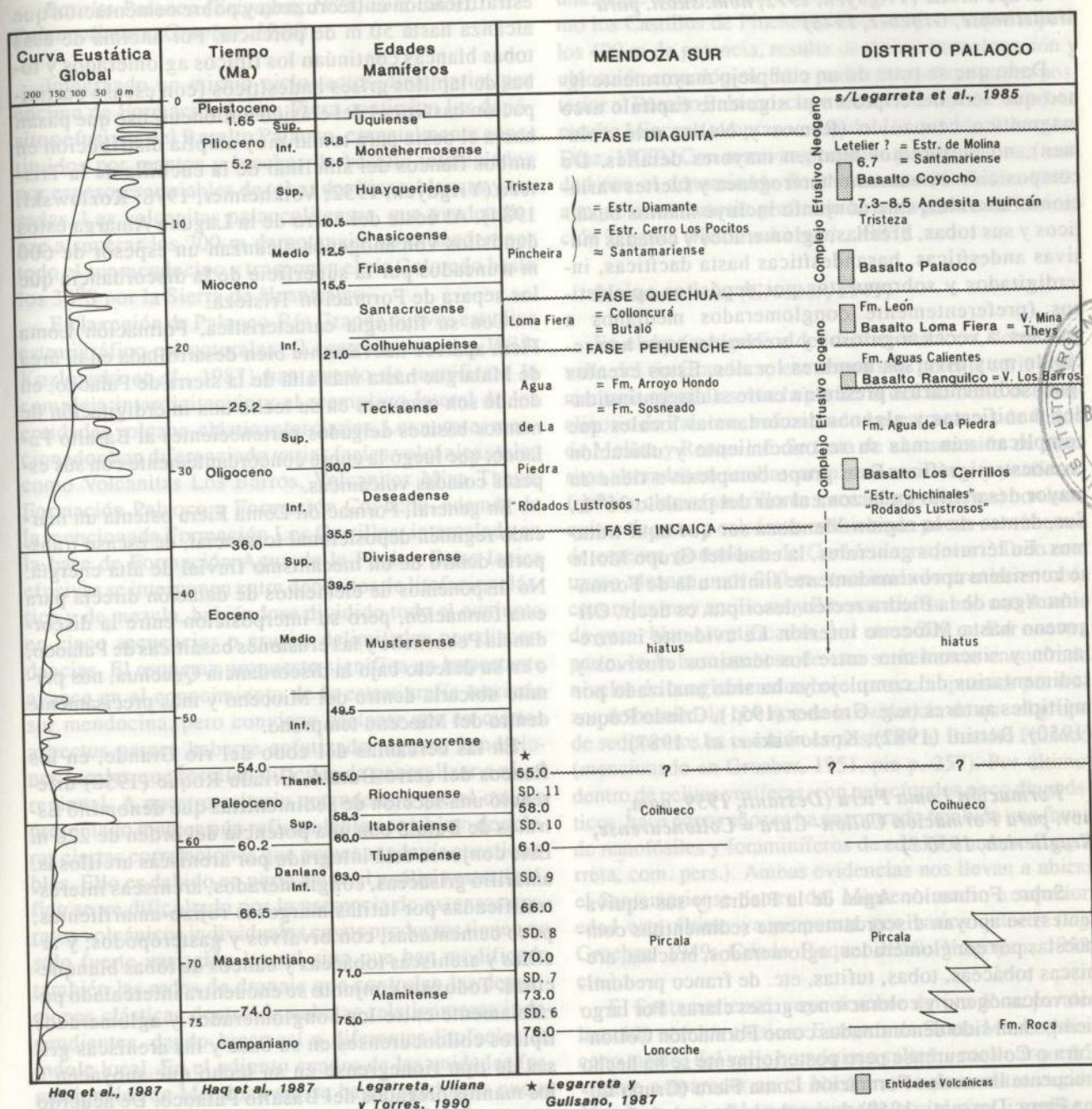


Figura 4. Unidades formacionales de Mendoza sur.

Los espesores de Formación Agua de la Piedra son sumamente variables aún a distancias cortas. Esto es debido a un irregular truncamiento de su techo motivado por una importante fase diastrófica (fase Pehuenche) ocurrida en el Mioceno temprano. Localmente, es tal la intensidad de la discordancia en la región de cuchilla de la Tristeza que en el Arroyo Seco Blanco, al oeste del cerro de la Laguna Amarga, la Formación Agua de la Piedra, que tiene

allí 1.100 m de espesor, pasa a sólo 350 m en el siguiente arroyo seco al sur, sólo distante 1-1/2 Km del primero (Yrigoyen y Martínez Cal, 1953a).

Con los pocos elementos de datación restringidos a su sección basal, así como por su relacionamiento con los episodios de actividad magmática y diastrófica, se considera a Formación Agua de la Piedra de edad oligocena hasta miocena inferior.

**Grupo Molle (Yrigoyen, 1972, nom. subst. para Mollelitense, Groeber, 1946)**

Dado que se trata de un complejo mayormente ígneo que será descripto en el siguiente capítulo arco magmático cenozoico (Ramos y Nullo, este volumen), no entraremos aquí en mayores detalles. De composición sumamente heterogénea y fuertes variaciones laterales, este conjunto incluye mantos basálticos y sus tobas, brechas, aglomerados y coladas masivas andesíticas, basandesíticas hasta dacíticas, interdigitados y sobrepuestos por depósitos epiclásticos (preferentemente conglomerados medianos a gruesos, a veces angulosos y brechoides) que han recibido muy diversos nombres locales. Estos eventos ígneosedimentarios presentan entre sí discontinuidades manifiestas y algunas discordancias locales que complican aún más su reconocimiento y ubicación cronoestratigráfica. Este grupo complejo tiene su mayor desarrollo en la zona al sur del paralelo 36° L. Sur, dentro de la región Mendoza sur que aquí tratamos. En términos generales, la edad del Grupo Molle se considera aproximadamente similar a la de Formación Agua de la Piedra recién descripta, es decir, Oligoceno hasta Mioceno inferior. La evidente interrelación y sincronismo entre los términos efusivos y sedimentarios del complejo ya ha sido analizado por múltiples autores (v.g. Groeber (1951), Criado Roque (1950), Bettini (1982), Kozlowski *et al.*, 1987).

**Formación Loma Fiera (Dessanti, 1959, nom. nov. para Formación Collon-Cura = Colloncurense, Kraglievich, 1930 ?)**

Sobre Formación Agua de la Piedra (y sus equivalentes) se apoyan discordantemente sedimentitas compuestas por conglomerados, aglomerados, brechas, areniscas tobáceas, tobas, tufitas, etc. de franco predominio volcánico y coloraciones grises claras. Por largo tiempo han sido denominadas como Formación Collon-Cura o Colloncurense pero posteriormente se ha hecho frecuente llamarlas Formación Loma Fiera (Grupo Loma Fiera, Dessanti, 1959) derivado de Serie de la Loma Fiera, nombre asignado por B. Wellhoeffer en 1935 para los afloramientos de esta unidad en los alrededores del cerro Alquitrán.

En aquella zona, Formación Loma Fiera se expande con discordancia angular sobre diversos niveles de Formación Agua de la Piedra, a los que va biselando hasta llegar a asentarse directamente sobre las pelitas rojo-violáceas de la Formación Pircala-Coihueco. La Bardita Blanca recibe allí su nombre, pues Formación Loma Fiera se inicia con un notable lente blanquecino de tobas cenicientas y lapillos de piedra pómez, de

estratificación entrecruzada y pobre cementación que alcanza hasta 50 m de potencia. Por encima de esas tobas blancas continúan los típicos aglomerados y tobas de lapillos grises andesíticos (con escasa participación basáltica) del clásico colloncurense que pasan hacia el oeste para tomar muy amplia distribución en ambos flancos del sinclinal de la cuchilla de la Tristeza (Yrigoyen, 1952; Volkheimer, 1978; Kozlowski, 1984). Al oeste del cerro de la Laguna Amarga estos depósitos volcánicos alcanzan un espesor de 600 m truncados por la superficie de la discordancia que los separa de Formación Tristeza.

Con su litología característica, Formación Loma Fiera aparece nuevamente bien desarrollada en el área de Malargüe hasta más allá de la sierra de Palaoco, en donde son comunes en su techo una interdigitación de mantos básicos delgados pertenecientes al Basalto Palaoco, que luego la cubre concordantemente con sus espesas coladas volcánicas.

En general, Formación Loma Fiera ostenta un marcado régimen deposicional torrencial, de escaso transporte dentro de un mecanismo fluvial de alta energía. No disponemos de elementos de datación directa para esta formación, pero su interposición entre la discordancia Pehuenche y las efusiones basálticas de Palaoco, o en su defecto bajo la discordancia Quechua, nos permite ubicarla dentro del Mioceno y más precisamente dentro del Mioceno temprano.

En las cercanías del codo del río Grande, en los flancos del cerro Butaló, Criado Roque (1950) diferenció una sección de sedimentitas que denominó Estratos de Butaló con una potencia del orden de 220 m. Este conjunto está integrado por areniscas arcillosas, amarillo grisáceas, conglomerados, areniscas interestratificadas por lutitas margosas rojizo-amarillentas, poco cementadas, con bivalvos y gasterópodos, y arcillas y areniscas tobáceas y bancos de tobas blanquecinas. Todo este conjunto se encuentra intercalado paralelamente entre los conglomerados y aglomerados típicos colloncurenses en su base y las areniscas grises de tipo rionegrense en su techo que subyacen a los mantos plegados del Basalto Palaoco. De acuerdo con Dessanti (1973), dado el paralelismo que guarda con el resto de la sucesión se considera innecesaria la separación de los Estratos de Butaló pues ellos constituyen una diferenciación facial de esa unidad mayor que ahora denominamos Formación Loma Fiera. En el cerro Butaló esta última unidad está separada de Formación Agua de la Piedra por una fuerte discordancia de unos 40° de valor angular. El propio Criado Roque (1950: 250) ya aceptaba la ubicación de sus Estratos de Butaló dentro del colloncurense, al que también agregamos aquí las areniscas grises de su techo.

**Basalto Palaoco (Yrigoyen, 1972, nom. subst. Palaocolitense, Groeber, 1946)**

Integrando un mismo ciclo tectosedimentario, por encima de Formación Loma Fiera continúan los depósitos efusivos del Basalto Palaoco, esencialmente constituidos por mantos y brechas de basalto intercalados por espesores variables de tobas dacíticas, blancas y rosadas. Las volcanitas palaocolitenses, que pueden llegar a superar los 700 m de potencia, se extienden por todo el sur mendocino y traspone el río Colorado hasta los 38°S por la Sierra de Huantraico.

En la región de Palaoco-Río Grande nuevos estudios estratigráfico-estructurales (Legarreta *et al.*, 1985; Kozłowski *et al.*, 1987) han puesto de manifiesto la compleja interdigitación y el reemplazo lateral de las entidades volcánico-clásticas terciarias. Los autores mencionados han diferenciado varias facies volcánicas tales como Volcanitas Los Barros, Volcanitas Mina Theys, Formación Palaoco y Formación Coyochó, además de la mencionada Formación Los Cerrillos, intercalada en la base de Formación Agua de la Piedra. Estas facies efusivas se interponen entre depósitos de litofacies clásica y de mezcla, habiéndose dividido todo el conjunto en cinco secuencias o grupos delimitados por discordancias. El esquema propuesto significa un importante avance en el conocimiento de la estratigrafía terciaria sur mendocina, pero conviene destacar que en ciertos aspectos parece haberse enfatizado algunas condiciones locales que resultan difíciles de generalizar a nivel regional. A nuestro criterio entendemos que el cuadro presentado merece aún refinamiento con objeto de aclarar ciertas correlaciones que parecen todavía cuestionables. Ello es debido en parte a que el análisis estratigráfico se ve dificultado por la presencia de extensos aparatos volcánicos individuales cuyos productos tienen no sólo fuerte variación lateral sino que han modificado también las redes de drenaje que controlan las deposiciones clásticas dentro de cubetas relativamente independientes, dando lugar así a diferentes litofacies de índole local. En el adjunto cuadro de las unidades formacionales de Mendoza sur se ha agregado esa nueva subdivisión para la región Palaoco-Río Grande.

**Formación Pincheira (Criado Roque, 1950)**

Al parecer circunscriptos a la región del río Malargüe, en los faldeos del cerro Algodón, sobre los últimos mantos de Basalto Palaoco se asienta con suave discordancia angular una sucesión de tobas, tobas aglomerádicas, aglomerados volcánicos andesíticos y basálticos, areniscas conglomerádicas y conglomerados poligénicos, de coloraciones mayormente claras (amarillentas, gris y violáceas, pardo claras) cuya erosión diferencial ha esculpido

una suerte de arquitectura natural conocida localmente como los Castillos de Pincheira. Este conjunto, que supera los 400 m de potencia, resulta de difícil homologación y ubicación cronológica. Sólo podemos apuntar que es posterior al Basalto Palaoco, cuyo techo en el sur de Mendoza resulta Mioceno temprano cuspidal ( $16 \pm 5$  Ma, González Díaz, 1979). Con reservas podemos paralelizar esta unidad con el denominado Santamariense (Groeber, 1949) aunque otros autores prefieren homologarla a la Formación Tristeza (Kozłowski *et al.*, 1987).

**Santamariense (Groeber, 1949)**

En el área geográfica del distrito Palaoco, dentro del valle del río Grande, se encuentra una potente serie sedimentaria adosada sobre la periferia del ala oeste del anticlinorio de Palaoco, enfrentando las estructuras de Cajón de Molina y Ranquicó. Se trata de una sucesión de cineritas alteradas en arcillas, areniscas arcillosas y yesíferas, friables, claras (amarillentas, rosadas y verdosas) con banquitos de yeso y calcáreos oolíticos de pocos centímetros de espesor, portadoras de *Corbícula stelzneri*. Todo este tramo alcanza unos 200 m, continuando areniscas tobáceas rojas muy arcillosas y limosas alternando con bancos de yeso, bien estratificadas, por otros 200 m. Por nuestra parte, en la base arenosa de esta serie hemos encontrado niveles de conglomerados brechosos compuestos por trozos de basalto, lo que nos da la evidencia de que el grupo de sedimentos en cuestión es posterior al Basalto Palaoco (mencionado en Groeber, 1951, pie p. 257). Por último, dentro de pelitas yesíferas, con pelecípodos poco diagnósticos, hace pocos años se ha encontrado también una fauna de nanofósiles y foraminíferos de edad Paranense (Legarreta, com. pers.). Ambas evidencias nos llevan a ubicar el Santamariense dentro del Mioceno medio a superior, edad esta última ya propuesta por varios autores (v.g. Groeber, 1949; Criado Roque, 1950; Yrigoyen, 1952, etc.).

El Santamariense, cuyo nombre deriva de su paralelización con los clásicos Estratos de Santa María (Mioceno tardío) del valle homónimo salteño-catamarqueño, vuelve a aparecer en el borde norte de nuestra región Mendoza sur, en la zona surcada por el río Diamante y sus afluentes norteños. Posee aquí una modesta exposición areal restringida a la antefosa ubicada entre el pie oriental de la Cordillera Frontal y el margen occidental de la Montaña o Bloque de San Rafael (Polanski, 1957).

Esta formación puede estudiarse en la confluencia de los arroyos Hondo y de la Faja en donde, por sobre una evidente discordancia angular y erosiva que la separa de la Formación Agua de la Piedra, se apilan unos 60 m de arcillas y areniscas finas, rojizas y rosadas, bien cementadas, con delgados niveles de conglomerados finos. En la parte media del sector se extiende un banco

calcáreo de 0,7 m de espesor. Por encima continúan unos 100 m de arcillas tobáceas gris-rojizas con conglomerados poligénicos entrecruzados que pueden ya asimilarse con cierta reserva a la Formación Tristeza. El pase Santamariense-Tristeza no es aquí muy definido, pero la particular litología de los primeros 60 m del perfil nos obliga a desglosarlos de Formación Tristeza y paralelizarlos con el Santamariense del valle del río Grande, opinión que en su momento fuera compartida por Groeber (1952, com. epistolar).

**Andesita Huincán (Yrigoyen, 1972, nom. subst. Huincanlitense, Groeber, 1946)**

Así como para el caso del Grupo Molle y del Basalto Palaoco, a pesar de no tratarse de unidades sedimentarias, no obstante citaremos brevemente este otro grupo efusivo-intrusivo para completar la columna de los terrenos terciarios surmendocinos. Este grupo ígneo, que tiene importante distribución en la zona andina de Mendoza, se lo encuentra desde la Laguna del Diamante hasta más allá de la Puntilla del Huincán en donde a veces se lo incluye dentro del Grupo efusivo neógeno (Bettini, 1982). Se trata de rocas andesíticas hornblendíferas claras y granudas, de tonos variables verdes, rosados, gris-azulados y amarillentos. Es de nuestro interés señalar que en la zona de la Cuchilla de la Tristeza y cerros Toscal y China Muerta, las tobas y aglomerados huincanlitenses subyacen a los conglomerados tristecenses, estando plegados con ellos en suave sinclinal. Según dataciones radiométricas ( $8,5 \pm 1,5$  Ma, González Díaz, 1979, y  $7 \pm 3$  Ma, Kozłowski *et al.*, 1990) la Andesita Huincán posee una edad miocena tardía, aunque es bien posible que sus términos superiores ya entren en el Plioceno basal.

**Formación Tristeza (Yrigoyen, 1972, nom. subst. para Tristecense, Groeber, 1946)**

En su localidad tipo de la Cuchilla de la Tristeza, por sobre la Formación Loma Fiera (y en algunos sectores sobre los aglomerados andesíticos y tobas huincanlitenses) se asienta discordantemente un grupo eminentemente conglomerádico que en paquetes psefíticos espesos llega a alcanzar los 600 m de potencia en la zona de los arroyos del Salto y Las Aucas. Se trata de conglomerados fluviales y fanglomerados polimícticos,

más o menos gruesos, en general muy poco cementados, de coloraciones grisáceas y rosado grisáceo (rosa sucio) cuyos rodados pertenecen tanto a rocas volcánicas como sedimentarias, acarreados de la inmediata cercanía.

En algunos tramos el carácter de la discordancia de la base es realmente notable, como en la Vega del Burro, sobre el arroyo de la Manga medio, en donde los conglomerados tristecenses reposan suavemente inclinados al este ( $7^\circ$ ) por sobre los aglomerados de Formación Loma Fiera, que cae fuertemente con  $70^\circ$  y más, también al naciente. Desde allí al norte, Formación Tristeza se prolonga por el perímetro de la Cuchilla, pasa por el cerro Mesón y tuerce al este para formar a lo largo del río Diamante un extenso afloramiento que se mantiene continuo hasta el cruce con la Ruta Nacional 40. A partir del arroyo de las Aucas inferior esta unidad descansa con fuerte discordancia sobre Formación Agua de la Piedra, prolongándose por los paredones del cauce del Diamante. Aguas abajo, ya casi enfrentando el volcán homónimo, entre las dos formaciones mencionadas se intercala un espesor de varias decenas de metros de sedimentitas claras, friables, que corresponden al Santamariense como mencionamos más atrás. Recién por encima de ellas y sin mayores evidencias de angularidad entre ambos, continúan camadas de arcillas tobáceas gris rojizas intercaladas entre los conglomerados poligénicos entrecruzados que representan aquí Formación Tristeza. En la zona, el espesor del conjunto Santamariense-Tristeza es variable pudiéndoselo estimar en unos 450 m para la zona del Arroyo Carrizalito Medio y unos 250 m algo al este de La Jaula. (\*)

Otro amplio sector de afloramientos de Formación Tristeza se encuentra en la región de Palaoco, Cajón del Molle, Quechuvil y se prolonga más allá saltuariamente hasta el sinclinal de Huantraico. En la primera localidad esta unidad consta de 200-300 m de depósitos de grano fino, rosados, en parte limosos, y algunas camadas de tobas blancas que se asientan en discordancia sobre Santamariense (Bettini, 1982). A éstos siguen hasta 400 m de fanglomerados que gradan lateralmente a areniscas gruesas, entrecruzadas, de tonos gris-azulados. En la segunda localidad (cerro Millallén) la Formación Tristeza, aquí asentada discordantemente sobre el Complejo Efusivo Eógeno, está compuesta abajo por 213 m de conglomerados y aglomerados polimícticos, con abundante matrix lapillítica, de tonalidades grisáceas, junto con areniscas tobáceas y tobas andesíticas lítico-

(\*) En la descripción geológica de la Hoja 27-c Cerro Diamante Dessanti (1956) utiliza los nombres de Estratos del Arroyo Hondo para la Formación Agua de la Piedra y Estratos del Diamante para el conjunto Santamariense - Tristeza. La denominación Estratos del Diamante fue luego reemplazada por el mismo autor en la descripción geológica de la Hoja 28-b Malargüe (1978) por Formación Cerro de los Pocitos, que allí corresponde a nuestra Formación Tristeza.

cristalinas, mal cementadas, en las que predominan aislados rodados de hasta 20 cm de rocas basálticas. Arriba culmina con un grueso espesor (132 m) de tobas liparíticas rosadas que forma cornisa en los faldeos. En el cerro Quechuvil la sección de interés (285 m) muestra una litología más parecida a la del cerro Millallén, pero con fuerte estratificación entrecruzada, con frecuentes paleocauces dentro de las espesas camadas de psefitas gris claras.

A pesar de no contar aún con una datación directa para Formación Tristeza, es opinión general asignarle una edad miocena sensu-lato a la misma, teniendo en cuenta que está limitada abajo por la discordancia de la fase Quechua y la Andesita Huincán ( $7 \pm 3$  Ma) y a su vez está perturbada por el diastrofismo de la fase Diaguita que se ubica en el Plioceno medio. Cuando se tenga un mejor conocimiento del fechado absoluto de estas fases diastróficas podremos precisar más ajustadamente la ubicación cronológica de la unidad en cuestión.

### SEDIMENTOS TERCIARIOS DE MENDOZA ANDINA

Dentro de la región cordillerana de la provincia existen tres áreas principales de desarrollo de terrenos terciarios. En orden de importancia, tanto por su extensión geográfica como por los espesores sedimentarios preservados, se las puede agrupar en la siguiente forma: 1. - Región del Alto río Tunuyán; 2. - Región Aconcagüina; 3. - Región del cerro Sosneado (figura 1).

Para la primera región de afloramientos terciarios se cuenta con abundante información proporcionada por los relevamientos de la hoja geológica 25-a Volcán San José ejecutados por Baulies (1952) y por Polanski (1957, 1964b), complementada por los trabajos más localizados de Armando (1949), Pascual (1949), Herrero Ducloux e Yrigoyen (1952) e Yrigoyen (1982).

Las formaciones sedimentarias reconocidas en la región guardan fuertes analogías con las descriptas para Mendoza sur, iniciándose la sucesión terciaria en medio de los depósitos transicionales de Formación Pircala, cuya base se ubica dentro de los 76 Ma (Legarreta *et al.*, 1989) y culmina con los Conglomerados de Santa María, del Mioceno tardío.

### Formación Pircala-Coihueco (Boehm, 1939, en Criado Roque, 1950)

La base de esta formación es algo indefinida pues engrana concordantemente con el miembro superior de Formación Saldeño, ambos constituidos por margas arcillosas, tobas, areniscas finas, levemente calcáreas de colores claros (verde, verde nilo, rosado y gris rojizo). Hacia arriba una litología similar mues-

tra coloraciones más vivas, incluyendo arcillas rojas y violadas con geodas y concreciones de calcedonia, culminando con tobas arcillosas, verdosas, plumizas y pardas que rematan con arcillas tobáceas rosadas, bien estratificadas. Este conjunto transicional, que alcanza unos 350 m de potencia, muestra predominio de sedimentación continental, temporariamente interrumpida por breves inundaciones marinas someras que señalarían una última conexión de las aguas abiertas pacífico-atlánticas.

Por correlación con depósitos similares del norte de la cuenca neuquina, ubicamos Formación Pircala-Coihueco dentro del Maastrichtiano-Paleoceno. En efecto, ellos se corresponden con las secuencias deposicionales del grupo Malargüe SD VI a SD XI de Legarreta *et al.* (1989), comprendidas entre los 76 y los 55 millones de años antes del presente.

### Formación Agua de la Piedra (Criado Roque, 1950)

Esta formación fue anteriormente denominada por Baulies (1952) como Conglomerados de Palomares pero, si queremos ajustarnos a una estricta prioridad, deberíamos aceptar el primitivo nombre de Tunuyán Conglomerate con que los describiera Darwin en 1846. Esta formación, ampliamente aflorada en la región, está constituida por una espesa serie de color rojizo-violado compuesta en lo esencial por gruesos bancos de conglomerados polimícticos y areniscas gruesas, con cierta frecuencia separadas por intercalaciones delgadas de arcillitas rojizas. Esta unidad psefítica, que alcanza los 1.300 m de potencia normal en el área del río Palomares, llega allí a repetirse tres veces debido a imbricación tectónica.

En la base de Formación Agua de la Piedra que se extiende desde el faldeo austral del Ventisquero San Juan, en algunos sectores de la gran Depresión Intermontánea (en el sentido de Polanski, 1957) tales como en el valle del río Palomares, se reconocen los característicos Rodados lustrosos que han sido descriptos para Mendoza sur. Se trata aquí de un banco de modesto espesor (2 a 4 m) de conglomerado suelto, con rodados de pátina brillante levemente cementados por una matriz arcillo-tobácea gris rosada. Este conglomerado residual, de extensa distribución regional, no se lo ha registrado más al sur (p.e. zona del río Papal) aunque quizá haya sido allí enmascarado por las intensas complicaciones tectónicas de sobrecorrimento. Como apunta Kozlowski (1984), a pesar de carecer de elementos para su datación directa, Formación Agua de la Piedra puede considerarse de edad oligocena pero en nuestra opinión entendemos que sus términos superiores deben entrar ya dentro del Mioceno.

**Formación Butaló (Criado Roque, 1950 = Formación Loma Fiera, Dessanti, 1973) y Formación Papal, Herrero Ducloux e Yrigoyen, 1952)**

Por encima de la conglomerádica Formación Agua de la Piedra siguen aparentemente en concordancia depósitos continentales de granulometría mucho más fina, arenosa-arcillosa hasta francamente evaporítica, que alcanzan espesores del orden de los 400 m. Estos depósitos son los que culminan la sedimentación terrígena de la Depresión Intermontánea en la región del Alto río Tunuyán.

Dentro de la región, la Formación Butaló ha sido a veces incluida como un miembro superior de Formación Agua de la Piedra (Armando, 1949 y Pascual, 1949). No obstante ello, la brusca disminución de la granulometría y un mayor contenido de tufitas ácidas llevan a separar esta unidad que se ha correlacionado con la Formación Collón Curá del Mioceno inferior nordpatagónico.

En la zona de los ríos Palomares y Marmolejo, Formación Butaló presenta un miembro inferior arenoso-arcilloso, lajoso, con escasos banquitos conglomerádicos de colores grises claros a verdosos, que hacia arriba muestran incremento de ceniza volcánica y banquitos de calizas lacustres gris oscuras junto a arcillas y limos con troncos silicificados. Continúa un miembro medio constituido por una tufita conglomerádica blanquecina (70 m espesor) muy característica, finalizando la sección conservada con otro miembro arenoso-arcilloso de tonalidades claras algo similar al primero.

Caracteres muy diferentes presenta la Formación Papal, que consideramos coetánea de Formación Butaló. Asentado en aparente concordancia sobre los conglomerados de Formación Agua de la Piedra, se encuentra un miembro basal de margas grises, algo rojizas y pardo-verdosas y areniscas lajosas grises con ondulitas (+ 20 m). Continúa un miembro yesoso-arcilloso de color pardo claro a grisáceo de unos 120 m de potencia. De abajo hacia arriba se observa un rápido aumento en la cantidad de yeso que se inicia en la base con delgados banquitos intercalados por arcillas arenosas y margas rojizas, terminando con gruesos bancos de yeso de 2 a 3 m de espesor.

En el faldeo occidental del cerro Papal sigue un grupo de unos 80 m de arcillas rojizas que continúa hacia arriba con un sector claro de areniscas tobáceas gris rosáceas, satinadas, con camadas de gravilla y lapillos blancos, de estratificación confusa, que remata en un banco de caliza gris, densa y consistente. El último miembro (Yeso superior, 150 m) está formado por apilamiento de bancos de yeso de 4 a 5 m de espesor, de color blanco amarillento, intercalados en su base por banquitos arcillosos claros.

Como se menciona más arriba, cabe insistir en que a pesar de no reconocerse relación angular entre el techo conglomerádico de Formación Agua de la Piedra y las

pelitas basales de Formación Papal, el contraste sedimentológico es excesivamente brusco para que el mismo se produzca dentro de un proceso deposicional continuo. Por el contrario, el súbito cambio de nivel de base refleja la ocurrencia de algún acontecimiento importante (diastrófico ?) que modificó de manera fundamental la competencia y capacidad de los cursos de agua portantes de la carga de sedimentos a la cubeta de deposición (ver Herrero Ducloux e Yrigoyen, 1952). Existe evidente similitud con la acumulación de Formación Butaló, aunque en este último caso la litología del relleno lacustre no acusa la anómala y fundamental dominancia de las evaporitas sobre la fracción pelítica, tan distintiva de Formación Papal.

Si bien no es frecuente de la región, debemos recordar una observación proporcionada por Polanski (1957) realizada en el arroyo Overa, que se halla al norte de la Piedra Ahorcada. En dicha localidad ubicada en el sector austral de la Depresión Intermontánea, por sobre la Formación Agua de la Piedra (en posición autóctona, no repetida por sobrecorrimientos) se encuentran cuerpos efusivos de Andesita eomiocena, los que a su vez están sobrepuestos en forma concordante por las arcillitas y yesos de la Formación Papal. Los centros efusivos de esa andesita han sido rebajados por la erosión y los sedimentos basales de Formación Papal se han depositado en un relieve poco acentuado, elaborado en dichas volcánicas, posiblemente asimilables al denominado Trafulitense (Groeber, 1951). Según Polanski, esta fase volcánica eomiocena sería una de las consecuencias de la Primera Fase del Segundo Movimiento Andino.

Aunque no se cuenta con elementos decisivos para datar estos depósitos intermontáneos, se consideran ambas formaciones como coetáneas pero habiéndose acumulado en cuencas internas de comunicación mutua nula o deficiente. Pese a estar separadas por sólo una decena de kilómetros, ha existido evidente separación entre las dos áreas de acumulación preferentemente pelítica y evaporítica en la zona al sur del arroyo Los Plomos y mayormente arenoso-arcilloso-tufítica en las cabeceras del arroyo del Marmolejo.

Quizá por lo remoto y estacionalmente inaccesible del área en cuestión, no se han profundizado aún las investigaciones que merecen estas enormes acumulaciones de yeso cenozoico de tan insólita magnitud como restringido desarrollo areal.

Si aceptamos para Formación Agua de la Piedra una edad oligocena-miocena temprana, podemos ubicar a las sincrónicas Formaciones Butaló y Papal dentro del Mioceno inferior tardío.

El segundo grupo de afloramientos terciarios del área Mendoza andina lo encontramos en la región aconagüina que extendemos desde el límite interprovincial mendocino-sanjuanino hasta algo al sur del paralelo 33°

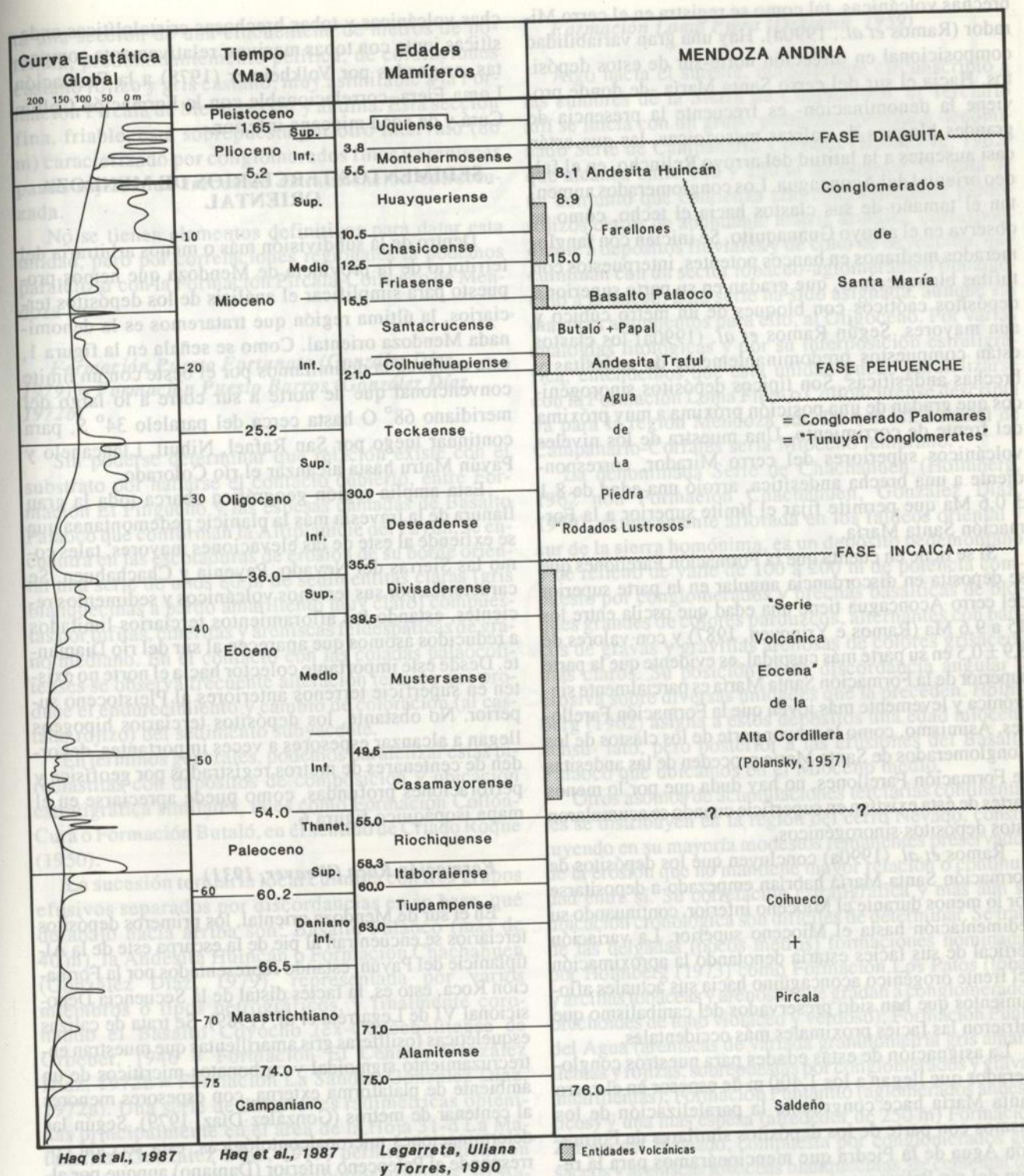


Figura 5. Unidades formacionales de Mendoza andina.

sur, conformando una franja alargada paralela al meridiano 70° y ubicada al naciente del mismo.

Los depósitos terciarios de la región corresponden a los que a principio del siglo denominara nuestro re-

cordado profesor Dr. Walter Schiller (1912) como Conglomerado de Santa María. Esta potente formación está compuesta por un ingente apilamiento de niveles psefíticos que en sus términos cuspidales se interdigitan con

brechas volcánicas, tal como se registra en el cerro Mirador (Ramos *et al.*, 1990a). Hay una gran variabilidad composicional en dirección norte-sur de estos depósitos. Hacia el sur del cerro Santa María -de donde proviene la denominación- es frecuente la presencia de grandes bloques de calizas mesozoicas, las que están casi ausentes a la latitud del arroyo Relincho, en el faldeo oriental del Aconcagua. Los conglomerados aumentan el tamaño de sus clastos hacia el techo, como se observa en el arroyo Guanaquito. Se inician con fanglomerados medianos en bancos potentes, interpuestos con tufitas blanquecinas, que gradan en su parte superior a depósitos caóticos con bloques de un metro cúbico y aún mayores. Según Ramos *et al.* (1990a) los clastos están compuestos predominantemente de andesitas y brechas andesíticas. Son típicos depósitos sinorogénicos que gradan de una posición próxima a muy próxima del frente de corrimiento. Una muestra de los niveles volcánicos superiores del cerro Mirador, correspondiente a una brecha andesítica, arrojó una edad de  $8,1 \pm 0,6$  Ma que permite fijar el límite superior a la Formación Santa María.

Si se tiene en cuenta que la Formación Farellones que se deposita en discordancia angular en la parte superior del cerro Aconcagua tiene una edad que oscila entre los 15 a 9,6 Ma (Ramos e Yrigoyen, 1987) y con valores de  $8,9 \pm 0,5$  en su parte más cuspidal, es evidente que la parte superior de la Formación Santa María es parcialmente sincrónica y levemente más joven que la Formación Farellones. Asimismo, como la mayor parte de los clastos de los Conglomerados de Santa María proceden de las andesitas de Formación Farellones, no hay duda que por lo menos partes de ésta existían en superficie cuando se acumularon estos depósitos sinorogénicos.

Ramos *et al.* (1990a) concluyen que los depósitos de Formación Santa María habrían empezado a depositarse por lo menos durante el Mioceno inferior, continuando su sedimentación hasta el Mioceno superior. La variación vertical de sus facies estaría denotando la aproximación del frente orogénico aconcagüino hacia sus actuales afloramientos que han sido preservados del canibalismo que sufrieron las facies proximales más occidentales.

La asignación de estas edades para nuestros conglomerados que llegan a los 1.400 m de espesor en el cerro Santa María hace congruente la paralelización de los mismos con parte de los depósitos similares de Formación Agua de la Piedra que mencionáramos para la región del río Palomares.

El último agrupamiento de depósitos terciarios de la región Mendoza andina se encuentra en las inmediaciones del cerro Sosneado. En efecto, en el anfiteatro de las cabeceras del arroyo Malo, afluente izquierdo del río Atuel, por debajo de las potentes coladas de basalto y basandesitas de la Formación Palaoco, asoman bre-

chas volcánicas y tobas brechosas cristalolíticas andesíticas junto con tobas masivas, relativamente compactas, asignadas por Volkheimer (1978) a la Formación Loma Fiera, correlacionable con la Formación Collón Curá y de edad miocena inferior.

## SEDIMENTOS TERCIARIOS DE MENDOZA ORIENTAL

Dentro de la subdivisión más o menos arbitraria del territorio de la provincia de Mendoza que hemos propuesto para simplificar el análisis de los depósitos terciarios, la última región que trataremos es la denominada Mendoza oriental. Como se señala en la figura 1, esta comarca la delimitamos por el oeste con un límite convencional que de norte a sur corre a lo largo del meridiano  $68^{\circ}$  O hasta cerca del paralelo  $34^{\circ}$  S, para continuar luego por San Rafael, Nihuil, Llanquanelo y Payún Matru hasta alcanzar el río Colorado.

Esta amplia región geográfica abarca toda la gran llanura de la travesía más la planicie pedemontanaa que se extiende al este de las elevaciones mayores, tales como las Sierras del Nevado, Payenia y Chachahuen. Se caracteriza por sus terrenos volcánicos y sedimentos recientes, estando los afloramientos terciarios limitados a reducidos asomos que aparecen al sur del río Diamante. Desde este importante colector hacia el norte no existen en superficie terrenos anteriores al Pleistoceno superior. No obstante, los depósitos terciarios hipogeos llegan a alcanzar espesores a veces importantes, del orden de centenares de metros registrados por geofísica y perforaciones profundas, como puede apreciarse en el mapa isopáquico figura 6.

### Formación Roca (Weaver, 1931)

En el sur de Mendoza oriental, los primeros depósitos terciarios se encuentran al pie de la escarpa este de la Altiplanicie del Payún, estando representados por la Formación Roca, esto es, la facies distal de la Secuencia Depositional VI de Legarreta *et al.* (1989). Se trata de calizas esqueléticas fosilíferas gris amarillentas que muestran entrecruzamiento sigmoidal y carbonatos micríticos de un ambiente de plataforma externa, con espesores menores al centenar de metros (González Díaz, 1979). Según las determinaciones micropaleontológicas, esta sección corresponde al Paleoceno inferior (Daniano) aunque por algunos palinomorfos y por el análisis secuencial podría descender su antigüedad hasta el Cretácico cuspidal.

### Formación El Pingücho (González Díaz, 1979)

Con un contacto difícil de observar pero aparentemente concordante, sobre Formación Roca se asien-

ta una sección de una cincuentena de metros de potencia, predominantemente pelítica, de coloraciones castaño rojizo y gris castaño, muy asimilable a la Formación Pircala de Mendoza sur y andina. Esta sección fina, friable, está sobrepuesta por otro intervalo (80 m) caracterizado por conglomerados finos y areniscas pardo-rojizas, de frecuente estratificación entrecruzada.

No se tienen elementos definitivos para datar esta unidad, pero por correlaciones regionales la podemos paralelizar con la Formación Pircala-Coihueco de Mendoza sur.

**Formación Puesto Fortunata (González Díaz, 1979) = Formación Puesto Barros (González Díaz, 1972b)**

Sin poderse determinar qué relación existe con el substrato por hallarse el contacto cubierto, entre Formación El Pingücho y las espesas camadas de Basalto Palaoco que conforman la Altiplanicie del Payún, se encuentra en las escotaduras de erosión de su borde oriental una serie de unos 80 m de sedimentitas claras (gris blanquecinas a pardo amarillento muy claro) compuestas por tufitas, cineritas y areniscas feldespáticas de grano mediano. En el contacto con las coladas palaocolitenses se observa frecuente alteración térmica que produce el endurecimiento y cambio de coloración (al castaño rojizo) del sedimento subyacente.

En términos generales, podemos paralelizar estas piroclastitas con depósitos de composición y ubicación estratigráfica similares, tales como Formación Collón-Curá o Formación Butaló, en el sentido de Criado Roque (1950).

La sucesión terciaria local culmina con tres grupos efusivos separados por discordancias en su base, que de abajo hacia arriba son: Basalto Palaoco (más de 40 m), la Andesita Huincán o Formación Chachahuen (González Díaz, 1979), representada por varios miembros o tipos petrográficos, y finalmente coronando el Basalto Coyocho (ex-Coyocholitense de Groeber, 1946 = Formación El Cenizo, González Díaz, 1972b = Formación La Sandía, González Díaz, 1972a). Una serie de dataciones radimétricas obtenidas principalmente en el área de la Hoja 31-d La Matancilla (González Díaz, 1979) permite la ubicación en el tiempo de estos tres conjuntos efusivos. El Basalto Palaoco, con dataciones entre los 16 y 26 (?) Ma, se acepta como Mioceno medio; la Andesita Huincán,  $8,5 \pm 1,5$  Ma entra en el Mioceno tardío y el Basalto Coyocho con dataciones entre  $8 \pm 4$  Ma y  $4 \pm 1$  Ma, de acuerdo a consideraciones de índole regional se lo considera dentro del Mioceno cuspidal-Plioceno temprano.

### **Formación Loma Fiera (Dessanti, 1959)**

Algo hacia el sureste, mayormente circunscripto a las cumbres de la Sierra de Chachahuen, el Terciario allí se inicia con un grupo psamítico-psefítico denominado Serie de Campanario-Corrales (Holmberg, 1962) que alcanza entre 120 y 250 m de espesor. Se trata de un conjunto que comienza con conglomerados pardo-rojizos claros de abundante matrix arenosa, correspondiente a depósitos fluviales y de cono de deyección, que culminan con un sector tobáceo-aglomerádico blanquecino a grisáceo. Esta serie ha sido asignada, aunque sin mayores argumentos para ello, al Oligoceno. Por varias analogías litológicas y por su interposición estratigráfica, entendemos que esta unidad puede paralelizarse con la Formación Loma Fiera o Colloncurensis descripta ya para la región Mendoza sur. De ser así, la edad de Campanario-Corrales sería Mioceno temprano.

La denominada Serie de Chachahuen (Holmberg, 1962 non Formación Chachahuen, González Díaz, 1979), extensamente aflorada en los faldeos oriental y sur de la sierra homónima, es un depósito pedemontano y de relleno de valle de 100 a 200 m de potencia compuesto por conglomerados y brechas basálticas de bloques grandes de colores parduzcos, alternantes con bancos de gravas y gravillas arenosas de colores grisáceos más claros. Su posición es de discordancia angular y erosiva sobre diversas unidades que la preceden. Holmberg (1962) asigna a estos depósitos una edad miocena sensu lato, pero posterior a las efusiones del Basalto Palaoco que ubicamos en el Mioceno medio.

Otros asomos de acumulaciones terciarias continentales se distribuyen en la región del cerro Nevado, constituyendo en su mayoría modestos remanentes preservados de la erosión que no mantiene mayor relación o continuidad entre sí. Su correlación estratigráfica y más aún su ubicación cronológica son difíciles de determinar. Se trata de las delgadas (pocos metros) formaciones nominadas por Holmberg (1973) como Formación Los Patos (tobas y arcillas tobáceas y arenosas que gradan a conglomerados brechoides de tono violáceo y verdoso); Formación Punta del Agua (areniscas de variada granulometría gris amarillentas y rojizas, sobrepuestas por conglomerados y gravas amarillentas); Formación Puntanito (aglomerados andesíticos) y una más espesa (alrededor de 250 m) Formación Zanjón del Plateado, compuesta por conglomerados grisáceos y areniscas tobáceas blanquecinas, de cementación calcárea epigénica, bien consolidadas, producto de antiguos conoides de deyección. Holmberg (1973) ubica tentativamente las dos primeras unidades en el Eoceno-Oligoceno?, en tanto que la tercera la asigna al Mioceno, siendo anterior a la Andesita Huincán (Plioceno inferior) que este autor denomina localmente como Formación Cor-taderas.

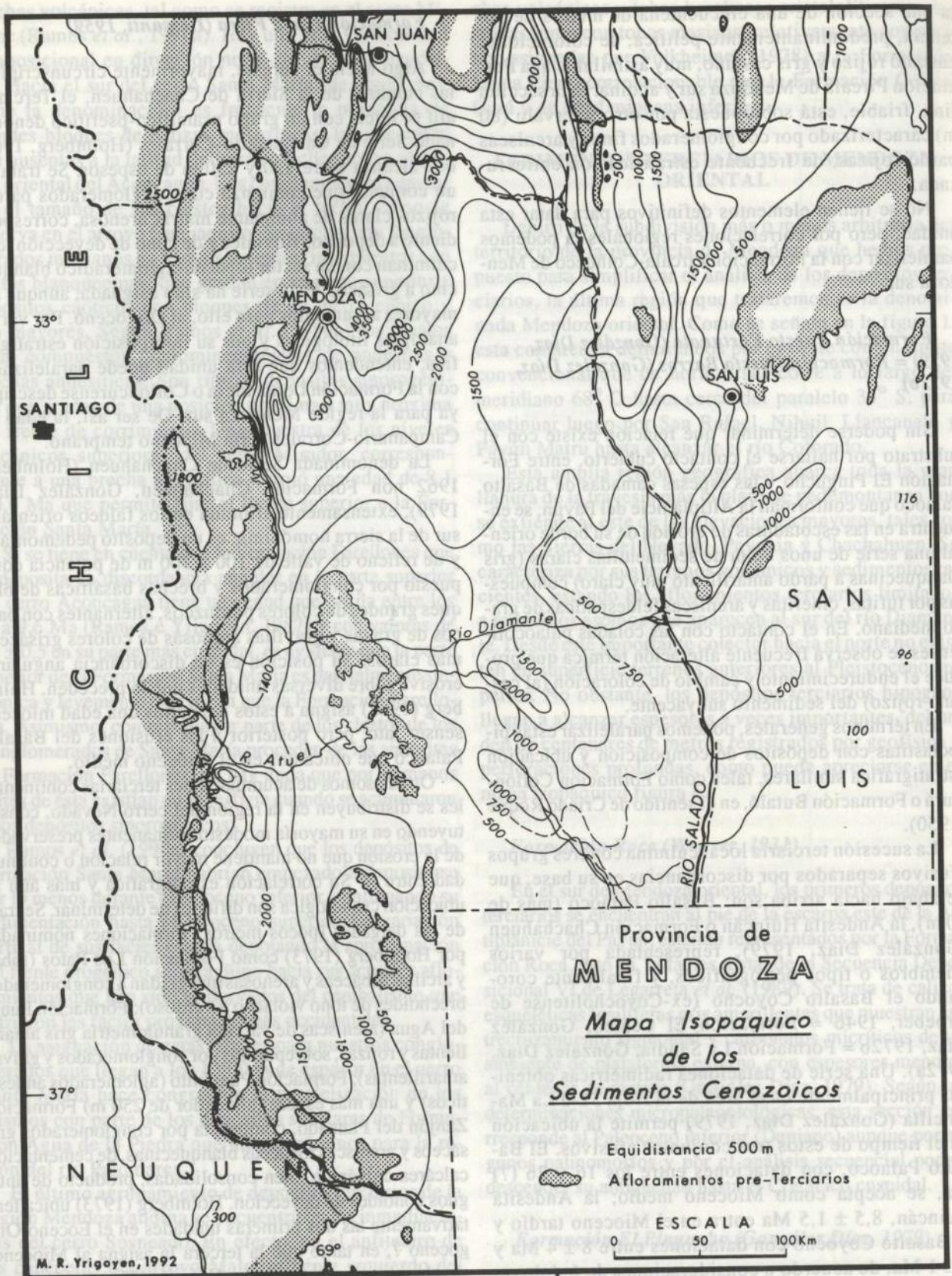


Figura 6. Mapa isopáquico de los sedimentos cenozoicos

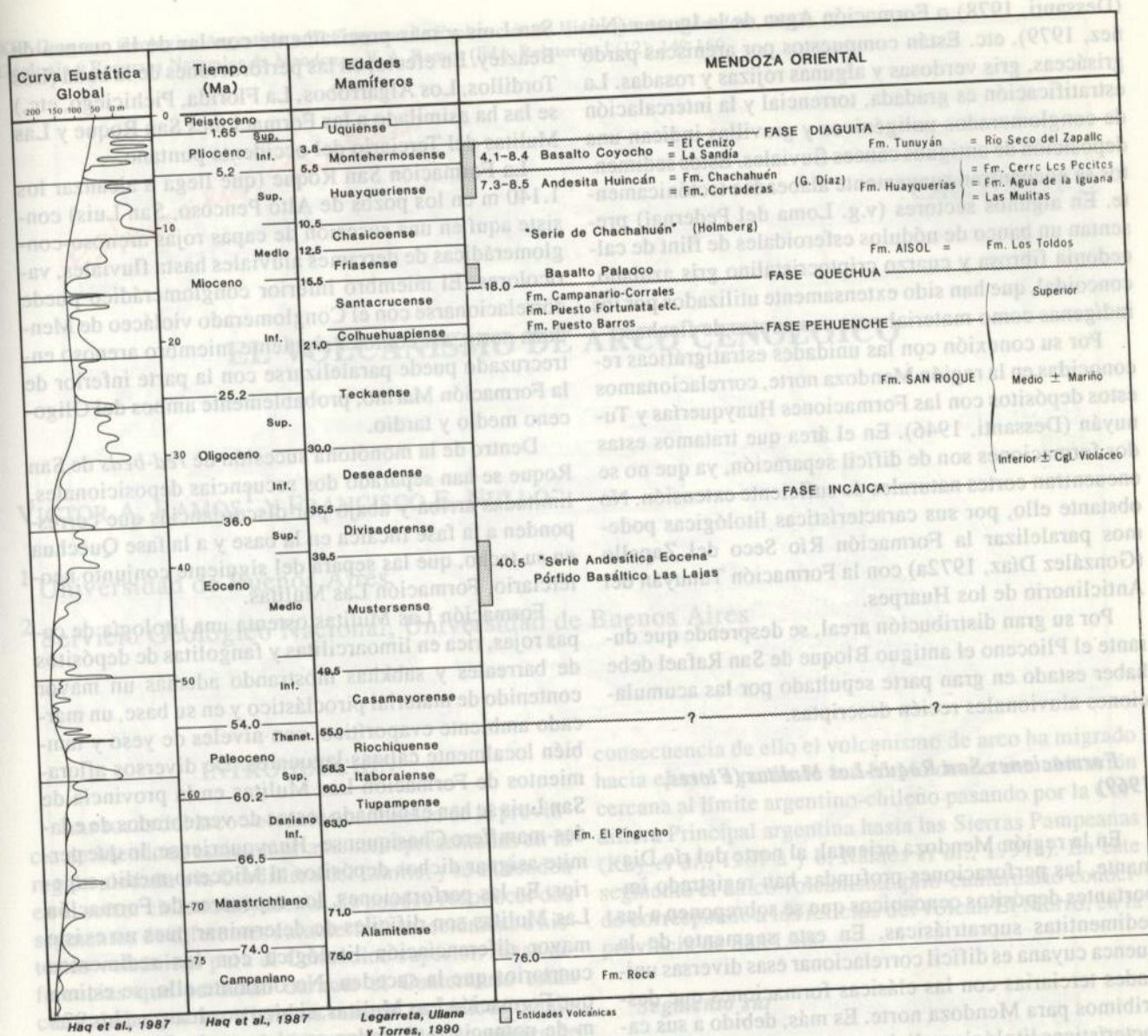


Figura 7. Unidades formacionales de Mendoza oriental.

**Formación Aisol (Dessanti, 1956)**

Otro grupo de afloramientos desconectados de los anteriores se encuentra en las inmediaciones de El Nihuil y San Rafael. Se trata de los llamados Estratos de Aisol (Dessanti, 1956 = Formación Aisol, González Díaz, 1972a = Formación Los Toldos, Núñez, 1979, etc.). Están representados por una secuencia monótona de areniscas finas, de escasa cementación calcárea, parcialmente entrecruzadas con intercalaciones de lentes y banquitos tobáceos, cineríticos y algunos niveles de gravillas finas. Las coloraciones dominantes son pardo-rosado claro, gris blanquecino y amarillento verdoso claro. Los espesores conservados están siempre reducidos a pocas decenas de metros.

De ella se han extraído restos de *Propalaephophorus* (?) y *Nesodon imbricatus* Owen que permiten ubicar esta formación en el Mioceno. Dentro de estos sedimentos de planicie aluvial se han hallado también diatomeas que demuestran la existencia de cuerpos de agua dulce de un régimen climático templado a frío.

**Formación Huayquerías-Tunuyán (Dessanti, 1946)**

Finalmente, en esta misma región y prolongándose al norte hacia La Tosca se encuentran depósitos pliocenos que han sido nominados como Araucaniano (Polanski, 1954b) o como Formación Cerro de los Pocitos

(Dessanti, 1978) o Formación Agua de la Iguana (Núñez, 1979), etc. Están compuestos por areniscas pardo grisáceas, gris verdosas y algunas rojizas y rosadas. La estratificación es gradada, torrencial y la intercalación de conglomerados poligénicos y gravillas indican una deposición de antiguos cauces fluviales. Estos sedimentos se encuentran suavemente alabeados tectónicamente. En algunos sectores (v.g. Loma del Pedernal) presentan un banco de nódulos esferoidales de flint de calcedonia fibrosa y cuarzo criptocristalino gris azulado, concoidal, que han sido extensamente utilizados por los indígenas como material para sus puntas de flechas.

Por su conexión con las unidades estratigráficas reconocidas en la región Mendoza norte, correlacionamos estos depósitos con las Formaciones Huayquerías y Tunuyán (Dessanti, 1946). En el área que tratamos estas dos formaciones son de difícil separación, ya que no se encuentran cortes naturales de suficiente extensión. No obstante ello, por sus características litológicas podemos paralelizar la Formación Río Seco del Zapallo (González Díaz, 1972a) con la Formación Tunuyán del Anticlinorio de los Huarpes.

Por su gran distribución areal, se desprende que durante el Plioceno el antiguo Bloque de San Rafael debe haber estado en gran parte sepultado por las acumulaciones aluvionales recién descriptas.

#### **Formaciones San Roque-Las Mulitas (Flores, 1969)**

En la región Mendoza oriental, al norte del río Diamante, las perforaciones profundas han registrado importantes depósitos cenozoicos que se sobreponen a las sedimentitas supratríasicas. En este segmento de la cuenca cuyana es difícil correlacionar esas diversas unidades terciarias con las clásicas formaciones que describimos para Mendoza norte. Es más, debido a sus características litológicas dichas unidades guardan mayores analogías con aquellas presentes en las cuencas de

San Luis y más precisamente con las de la cuenca de Beazley. En efecto, en las perforaciones de la zona (Los Tordillos, Los Algarrobos, La Florida, Pichiciego, etc.) se las ha asimilado a las Formaciones San Roque y Las Mulitas del Terciario del occidente puntano.

La Formación San Roque (que llega a alcanzar los 1.140 m en los pozos de Alto Pencoso, San Luis) consiste aquí en una sucesión de capas rojas arenoso-conglomerádicas de derrames aluviales hasta fluviales, varicolores. El miembro inferior conglomerádico puede correlacionarse con el Conglomerado violáceo de Mendoza norte, así como el siguiente miembro arenoso entrecruzado puede paralelizarse con la parte inferior de la Formación Mariño, probablemente ambos del Oligoceno medio y tardío.

Dentro de la monótona sucesión de *red-beds* de San Roque se han separado dos secuencias deposicionales, limitadas arriba y abajo por discordancias que corresponden a la fase Incaica en la base y a la fase Quechua en su techo, que las separa del siguiente conjunto neoterciario, Formación Las Mulitas.

Formación Las Mulitas ostenta una litología de capas rojas, rica en limoarcilitas y fangolitas de depósitos de barreales y sabkhas mostrando además un mayor contenido de material piroclástico y en su base, un marcado ambiente evaporítico, con niveles de yeso y también localmente calizas lagunares. De diversos afloramientos de Formación Las Mulitas en la provincia de San Luis se han exhumado restos de vertebrados de edades-mamífero Chasiquense-Huayqueriense, lo que permite asignar dichos depósitos al Mioceno medio-superior. En las perforaciones, los espesores de Formación Las Mulitas son difíciles de determinar pues no existe mayor diferenciación litológica con los sedimentos cuaternarios que la suceden. No obstante ello, se estima que Formación Las Mulitas, si bien no alcanza a los 923 m de potencia registrados en el pozo de Cerro Varela x-1, está desarrollada en la región tratada por varios centenares de metros de sedimentos continentales.