

EL CUATERNARIO DE LA LLANURA

EDUARDO J. RODRIGUEZ¹ Y MARIA BARTON²

¹ Geólogo Asesor

² IADIZA, CRICYT, Mendoza

INTRODUCCION

Dada la íntima relación entre las modificaciones neotectónicas y climáticas con los ciclos deposicionales y erosivos de las partes deprimidas del relieve mendocino, se intentará su análisis en forma coordinada. Al describir el Cuaternario de la depresión mendocina se ha tenido en cuenta la estrecha relación entre la neotectónica, el clima y los procesos de acumulación fluvial. Para ello se han sintetizado los rasgos de la neotectónica terciaria que ayudan a comprender el resto de la evolución dentro del área deprimida. En cambio, en la llanura el proceso está fuertemente influenciado por el desarrollo de la red hidrográfica durante todo el Cuaternario, por lo que su análisis requiere un repaso de la historia de la red de drenaje, a partir de su salida de la boca de la montaña.

En el aspecto estructural, en la unidad llanura oriental resulta difícil la identificación de los ciclos tectónicos por cuanto no existe ningún alforamiento rocoso en ella y sólo existe información fragmentaria del subsuelo sobre el fallamiento, a veces sin manifestación superficial.

UNIDAD DEPRESION PEDEMONTANA

La elevación de las cordilleras en el Cenozoico superior dio lugar a la elaboración de extensos piedemon-

tes, bajadas y planicies del tipo pedillanura durante un ciclo de arrasamiento erosivo. Sobre estos relieves se acumularon grandes masas de nuevos sedimentos terciarios neógenos sobre los ya existentes.

Un nuevo impulso tectónico produjo combas y depresiones que afectaron tanto a la montaña como al piedemonte. El apilamiento tectónico produjo una sinusoides vertical que se integró con un anticlinal de gran radio en montaña, un sinclinal contiguo en la franja proximal del piedemonte y un nuevo anticlinal, más modesto, en la franja distal del mismo. El mecanismo se resolvió mediante movimientos de ascenso y descenso diferenciales del basamento seccionado en bloques menores, con la deformación plástica de su cubierta terciaria. Como resultado se acentúa en el pie del orógeno una depresión flanqueada por elevaciones menores que formaron las cerrilladas pedemontanas o Huayquerías del Tunuyán, San Carlos, Meseta del Guadal, etc.

Todo el relieve pedemontano incluyendo sus cerrilladas fue sepultado por una masa detrítica a fines del Terciario, culminando con los gruesos conglomerados de la Formación Mogotes y afines.

Nuevos esfuerzos compresivos dieron lugar a la reactivación de las fallas del zócalo y a un plegamiento de su cubierta terciaria, dando nacimiento a lo que Polanski (1963) llamó braquianticlinorios de los Huarpes que marginaron o se adentraron en la depresión de los

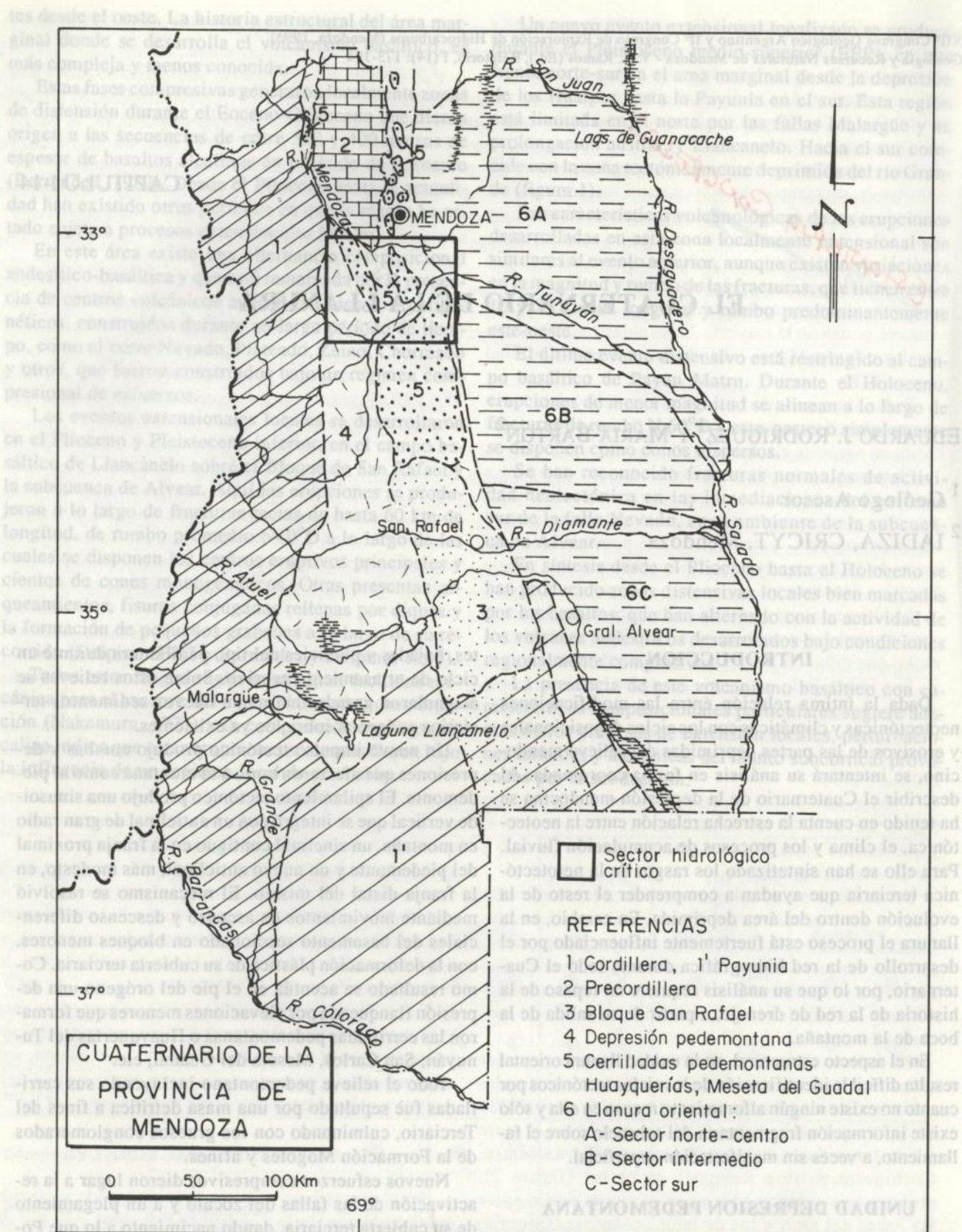


Figura 1: Límite de las grandes unidades cuaternarias.

Huarpes. Fuera de la región donde tuvieron su máxima expresión los braquianticlinorios (zona centro de la provincia, cuenca del río Tunuyán) otros anticlinales más suaves se formaron hacia el norte y hacia el sur (figura 1).

Al final del Plioceno, un período de calma tectónica da lugar a un ciclo de erosión generalizada que rebajó las áreas cuspidales de las bóvedas y dio origen a la formación de pedimentos al pie de las serranías, con desarrollo de glaciares sobre terrenos blandos terciarios. A ese tiempo en Precordillera el río Mendoza y en el Bloque de San Rafael los ríos Diamante y Atuel, ahondaron los canales que les permitían atravesar tales barreras. Luego de la calma tectónica del final del Plioceno se produce un cambio climático con tendencia a una aridez creciente acompañada por erosión que formó pedimentos y el primer glacis cuaternario al pie de la montaña. También en esta etapa se pudo elaborar la pedillanura de la naciente Meseta del Guadal vecina al este, "peneplanicie vieja desde su nacimiento" para Polanski (1963).

Sector central

Primer ciclo de agradación fluvial

Formación Los Mesones. En el Eopleistoceno se reactivaron las bóvedas anticlinales de la montaña y Huayquerías, incluidas las estructuras braquianticlinales de las cerrilladas pedemontanas vecinas. El ascenso de la cordillera y un clima algo más húmedo aunque semiárido, produjeron reactivación erosiva de sus altas planicies y picos englazados dando origen en el bajo a una acumulación con predominio de fanglomerados gruesos sobre los pedimentos y glaciares del piedemonte: la Formación Los Mesones. Esta constituyó el primer ciclo de agradación fluvial del Pleistoceno o primer nivel de piedemonte de otros autores. Sus depósitos alcanzaron a montar sobre la bóveda de las Huayquerías y de la meseta del Guadal, pero no se extendieron hacia el oriente. Quizá sedimentos correspondientes al mismo ciclo que aparecen en la llanura sanrafaelina procedan de las laderas próximas del bloque de San Rafael, meseta del Guadal y Huayquerías, en lugar de los largamente transportados de la depresión del oeste. También quedan restos de Formación Los Mesones en los flancos de la Cerrillada de Tupungato.

Un ascenso general de la región produjo un ciclo de erosión de los recientes depósitos de la Formación Los Mesones, quedando solamente remanentes visibles en una corrida oriental, en los flancos de las elevaciones pedemontanas y precordilleranas. También quedaron sobre los bordes del reciente graben de Tunuyán atesti-

guando que su masa central debió ser sepultada en el fondo del graben.

Hacia el norte, pasando la línea Cacheuta-Luján-Palmira, los relictos de este ciclo agradacional perduraron en los pedimentos y restos del denominado glacis superior. Así lo atestiguan restos de la cubierta de los Mesones sobre relieves aplanados a bastante altura sobre ambos flancos de la Precordillera: en la quebrada de Santa Elena en Uspallata y en el cordón de las Higuerras en Villavicencio. Más al oeste además de los grandes glaciares coronados por esta formación del valle de Potrerillos, son destacables los asomos del frente de la Cordillera Frontal que dan al valle de Tupungato y que continúan en San Carlos hasta enfrentar el borde occidental del Bloque de San Rafael, en coincidencia con la salida a la depresión de los tributarios australes del río Tunuyán.

Poco después de la deposición de los Mesones se produjo un desequilibrio altimétrico entre el piedemonte y sus vecinas estructuras orientales, dando nacimiento al llamado Campo del Bajo o área de hundimiento dentro de la antigua depresión de los Huarpes (un valle amplio entre la Cordillera Frontal, el Bloque de San Rafael, Meseta del Guadal y Huayquerías de Tunuyán, hasta el río Mendoza). Con ello comienza un proceso de reorientación de los cursos de drenaje, que anteriormente surcaban el piedemonte de oeste a este, dirigiéndose al norte dentro del valle longitudinal. Sus cursos divagantes incidieron la planicie del Campo del Bajo formando un valle fluvial, el Valle Extenso, dentro de la depresión tectónica. En las áreas marginales sus tributarios recortaron al primer glacis o glacis superior, donde quedaron suspendidos algunos metros de fanglomerados de los Mesones. Este proceso de erosión general dio origen a una terraza de los Mesones y a la segunda superficie planar o glacis principal.

Asociación volcánica eopleistocena. Con posterioridad a este ciclo de erosión se presenta un primer episodio volcánico pleistoceno que Polanski (1963) definió como asociación volcánica eopleistocena, que suele comenzar por una andesita en algunos centros para luego explayarse en basaltos olivínicos. Se trata del ciclo denominado Tilhue inferior (andesita 3) y Chapúa inferior (basalto 3). Este volcanismo se manifiesta a partir de una línea noroeste desde el cerro Bravard o Tupungato en la cordillera hasta el cerro Huayquerías en el este. De allí al sur se multiplican sus asomos, cada vez más densos, hasta integrar la Payunia. Sus centros forman líneas de volcanes que marginan al Bloque de San Rafael; forman una franja al pie de la Cordillera Frontal en el Valle Extenso y otra alineación dentro de la cordillera. Debe tenerse en cuenta la naturaleza de estos

basaltos olivínicos y su posición geográfica respecto a la red de drenaje, pues en la llanura del noreste de Mendoza sus rodados son indicadores, al menos por su abundancia relativa, del origen de los cuerpos sedimentarios locales.

Segundo ciclo de agradación fluvial

Formación La Invernada. El segundo ciclo de agradación fluvial o segundo nivel de piedemonte se corresponde con una reactivación o exageración de los endomamientos, dando lugar a la intensificación erosiva de las cordilleras. Así nace la Formación La Invernada de Polanski (1963) caracterizada, en el ámbito de la depresión e inmediaciones de las serranías y huayquerías, por una apariencia especial: presencia de grandes bloques, falta de selección y otros aspectos morfológicos que han originado una larga polémica sobre su origen. Algunos autores la interpretaron como producto de una glaciación de piedemonte y otros, como el caso de Polanski (1963), como un producto originario aluvional, incluyendo cenoglomerados y fanglomerados que pudieron originarse en morenas interiores desmanteladas. Los componentes gruesos y finos de esta formación cubrieron los valles de la depresión de los Huarpes, llegando a traslapar las Huayquerías para alcanzar la llanura oriental. Sólo hay asomos muy modestos hasta corta distancia del borde del bloque de San Rafael y una corrida de asomos discontinuos a lo largo de la ribera norte del río Seco de las Peñas en la comarca de La Tosca, ya como depósitos más finos de gravas, arenas y limos.

Ya en el Pleistoceno medio o principios del superior otro ciclo erosivo elaboró dos terrazas en la Formación La Invernada. Dentro de la depresión o Valle Extenso sus depósitos son cubiertos por elementos de la asociación piroclástica-pumícea. En el resto del valle, hacia el norte y hasta su desaparición en las profundidades del graben, sus gruesos sedimentos son visibles en los cortes de los ríos y arroyos, encajonados en la Formación Los Mesones y otras formaciones más modernas. Hacia el norte aparecen relictos en el área del río Mendoza, al pie oriental de la Precordillera.

Asociación volcánica piroclástica-pumícea. Esta asociación así denominada por Polanski (1963), aparece con centro principal de depositación en el Valle Extenso, cuencas de los arroyos Yaucha y Papagayos, Bloque de San Rafael y borde de la meseta del Guadal y Huayquerías. Es una acumulación de origen volcánico ácido y explosivo compuesta por liparitas en forma de lapillis, arenas, cenizas y tobas aglutinadas o ignimbritas.

Estos elementos de transporte aéreo se extienden profundamente hacia el oeste, ocupando depresiones en la cordillera, hasta el flanco chileno, lo que induce a pensar que sus focos principales de eyección se ubican cerca del límite, quizás relacionados con la caldera de colapso de Laguna del Diamante.

Polanski (1963) la ubicó en el último interglacial. Dada su facilidad de transporte por agua, éstos han sido difundidos ampliamente por los ríos cordilleranos en toda la llanura mendocina, constituyendo, juntamente con los basaltos olivínicos de las asociaciones volcánicas pleistocenas, los elementos indicadores de la edad y filiación de las unidades sedimentológicas de la llanura. Las muestras de perforaciones o los asomos de los litosomas de la llanura, desde el norte de Mendoza hasta General Alvear, que muestran niveles con pómez o trozos de ignimbritas, están indicando una edad correspondiente al tercer ciclo de agradación fluvial y una proveniencia indiscutible: los ríos Tunuyán, Diamante y Atuel. No se detectan estos materiales en los depósitos correspondientes a los otros ríos andinos.

Tercer ciclo de agradación fluvial

Formaciones Las Tunas-El Totoral-El Chillante-La Estacada. A fines del Pleistoceno medio o principios del superior se produce en la depresión de los Huarpes un evento tectónico de gran importancia: el hundimiento de un bloque cortical de unos 110 Km de largo de norte a sur, por unos 30 Km de ancho y un descenso que pudo sobrepasar los 4.000 m de profundidad, según apreciaciones de Polanski (1963) quien lo definió como graben de Tunuyán por afectar el oasis del mismo nombre.

A medida que las fallas, posiblemente tensionales, iban descendiendo el bloque afectado, un flujo sedimentario grueso fue rellenándolo mediante los detritos de un nuevo ciclo agradacional o tercer nivel de piedemonte que constituye las Formaciones Las Tunas, El Totoral y La Estacada (Polanski, 1963). Estas formaciones, que ocupan el área del graben y la vecina Formación El Chillante, de escaso espesor y anchura, dado que sólo ocupa un canal fluvial desconectado del graben - valle del Toba - al borde de Huayquerías, son penecontemporáneas. En realidad la Formación El Totoral podría representar una facies de playa dentro de Las Tunas, con material más fino que se emplazó sobre la superficie en descenso del graben.

Sobre la evolución de estas unidades dentro de la depresión, Polanski (1963) considera que los detritos de este tercer ciclo de agradación fueron siempre de carácter fluvial, sin llegar al enlagnamiento dentro del graben, por haberse depositado con mayor velocidad

que el descenso del lecho, permitiéndole el escape permanente por un río Tunuyán que siempre pudo atravesar la serranía de Carrizal, como lo hace hoy. Para algunos investigadores como Ortíz y Zambrano (1976), pudo ocurrir que aquí se haya producido un embalse temporario del río Tunuyán, dando origen a un ambiente léntico. Los depósitos de yeso que se explotan en Agrelo cerca del puente del río Mendoza apuntalarían esta hipótesis (figura 3, estadíos A y B).

Asociación volcánica neopleistocena. El ciclo de agradación fluvial fue acompañado por un volcanismo, inicialmente andesítico y luego basáltico, que Polanski (1963) define como Asociación Volcánica Neopleistocénica. Groeber y otros autores identifican estas unidades como Basalto 4 (Chapúa superior) y Andesita 4 (Tilhue superior).

Su área de distribución y naturaleza petrográfica resultan llamativamente coincidentes con las de la anterior Asociación Volcánica Eopleistocena, lo que estaría indicando que se trata de una reactivación de los mismos centros. Recuérdese como dato importante que tanto en la cordillera como en la llanura su límite norte está dado por una línea oblicua que va desde el cerro Tupungatito o Bravard hasta el oeste de General Alvear con dos pequeños volcanes intermedios sobre la Meseta del Guadal y Huayquerías: cerros Guadal y Huayquerías. Este volcanismo se emplaza exclusivamente en área del río Tunuyán y sus vecinos más australes. Por ello se toman sus detritos de la llanura oriental en el actual ámbito del río Mendoza, como indicativos de una antigua incursión del Tunuyán hacia el norte.

Formación La Estacada. Esta formación de Polanski (1963) es considerada como posible culminación del Tercer Ciclo Agradacional Pleistoceno que sólo asoma en las barrancas del arroyo La Estacada, en Tunuyán, aguas abajo del puente de la ruta nacional 40. Se trata de depósitos de materiales finos que incluyen limos, arenas finas, cenizas y niveles de materia orgánica, en capas delgadas de aspecto lacustre. Polanski (1963) no acepta dicho carácter a estos niveles. La edad carbono 14 para la "gyttia" muestreada dio 9.625 ± 200 años, es decir final del Pleistoceno.

Ciclo de agradación mixta

Formación El Zampal. Esta unidad (limos parecidos al loess) de Polanski (1963) puede significar o bien el techo del Pleistoceno o la base del Holoceno. Dentro de la depresión pedemontana es donde adquiere un gran desarrollo y constituye la cubierta de todas las formaciones anteriores sobre los distintos enrasamientos de

su relieve. Está formada por dos niveles de limos claros separados por ripios fluviales. Se trata de la unidad litoestratigráfica más extendida del territorio mendocino y adquiere una singular importancia para la vida humana pues constituye el sustento mayoritario del biosoma vegetal.

Falta en las altas montañas o zonas cumbres de las serranías menores, donde sólo penetra en bajos y quebradas debido a su origen eólico y merced a su granulometría fina que facilita el lavado y barrido eólico de las partes altas. Ha quedado dividida en litosomas independientes: el más potente es el que ocupa el fondo de la depresión de los Huarpes, donde constituye el suelo cultivable de los oasis. Sus bordes, profundamente disectados, evidencian un espesor de varios metros en el valle de Tupungato y Tunuyán (fondo del Valle Extenso), hasta las cercanías del cauce del río Mendoza. Su continuidad hacia el norte está asociada casi completamente con el ambiente de la Llanura Oriental.

Depósitos varios holocenos

A la última formación descrita le siguen varias unidades litoestratigráficas cuya identificación es confusa por tratarse de capas a veces sueltas, sin espesores definidos, distribución saltuaria y pasibles de constantes removilizaciones por corrientes laminares o por el viento. Resulta evidente que el orden metodológico de la investigación se diluye al entrar al Holoceno. Polanski (1963) ubica sobre la Formación El Zampal su unidad de médanos y guadales (complejo arenoso limoso no diferenciado) que se manifiesta en un área restringida del borde de la depresión, sobre el valle abandonado del antiguo río Papagayos (Campo del Chillante). Se trata de arenas eólicas finas y a veces "guadal" (arena muy fina de igual origen que se acumula en los espacios intercalares de los médanos). Localmente también se da este nombre a la arena fina de las planicies de derrame fluvial, productos de removilización o largo transporte. La fina observación de este investigador indica que tales depósitos, si bien corresponden a un ciclo árido, no deben haber sido formados en un clima totalmente seco, sino bajo condiciones de cierta humedad que permitiera el crecimiento de gramíneas en constante lucha con el médano, dando lugar a dunas semifijas -o fijas en un tiempo- que él denomina médanos fitogénicos.

Corredores septentrionales

El frente precordillerano, desde el límite con San Juan hacia el sur, forma una línea bastante recta, con

neto contacto entre el talud y las capas glaciústres? o finas (limosas) que constituyen la pampa desértica que se atraviesa siguiendo la ruta nacional 40 entre San Juan y Mendoza. Es evidente que los depósitos horizontales finos cubren totalmente el piedemonte. De todos modos ya en el meridiano de la ruta 40 no se han detectado conglomerados portadores de aguas dulces. A esta altura la Precordillera desprende una rama que avanza hacia el este, dando lugar a un cordón montañoso de mediana altura: la serranía de Las Higueras-Las Peñas-Salagasta. En su flanco occidental se extiende un corto y estrecho valle tectónico de norte a sur que separa las sierras de Las Peñas-Las Higueras del cuerpo principal de la Precordillera (Cordón del Toro o de Villavicencio) y está cubierto por depósitos gruesos proximales modernos que cubren otros similares del primer nivel de piedemonte que a su vez se asientan sobre conglomerados de la Formación Mogotes (Ortiz y Zambrano, 1976). Es el único valle del sector que presenta drenaje de norte a sur. Durante el Pleistoceno fue un cauce unitario: río de las Peñas-río de las Higueras, que desembocaba en una pequeña playa ubicada al oeste del anticlinal del Borbollón. Esta playa ha sido posteriormente abovedada suavemente frente al piedemonte del cerro de la Cal. El pequeño caudal de estos ríos secos nunca pudo integrarse a la red de los cursos orientales (arroyos Leyes y Tulumaya o río Mendoza), debido a la barrera de las lomadas orientales y a su escasa potencia hidráulica. Posteriormente un curso menor del este, a favor de la estructura fallada de la sierra de las Peñas fue avanzando sus cabeceras hasta capturar el antiguo drenaje a mitad de su recorrido. La cabecera del río de las Peñas siguió el nuevo curso a través del portezuelo abierto en la serranía. El tramo inferior residual, es el río de las Higueras. La captura dio nacimiento a un pequeño cono fluvial que sobresale en la llanura colindante. Flanqueando la montaña vieja, en dirección oeste-noroeste se extienden lomadas o cerrillos de baja altura, de no más de 40 m sobre el relieve circundante: Cerrilladas de Jocolí; Capdeville; del Portezuelo y del Borbollón, la más conspicua. Salvo el caso del Borbollón, estas pequeñas bóvedas están constituidas por la Formación Mogotes y una cubierta cuaternaria de rodados y arena.

Respecto al braquianticlinal del Borbollón, su origen ha sido motivo de intriga entre los geólogos, pues está compuesto por capas finas, limoarcillosas rojizas, pardas o amarillentas con ocasionales intercalaciones de arenas, gravas y gravillas. Hay niveles arcillosos, materia prima para industria cerámica, poco consolidados con una tefra blanca en su coro-

namiento. Estas bandas de ceniza pura han sido objeto de explotación como polvo abrasivo de uso doméstico. La estructura está muy disecada en forma de huayquería. Por tal motivo algunos geólogos han atribuido una edad terciaria a esta "Serie Amarilla", pero últimamente, perforaciones en busca de agua han encontrado gravas acuíferas intercaladas en estos terrenos (Zambrano, 1978). Son gravas no consolidadas y contienen agua de baja mineralización, lo que descartaría una edad terciaria. Teniendo en cuenta que en Huayquerías Regairaz y Zambrano (1991) pudo demostrar que el abovedamiento de las cerrilladas pedemontanas no es exclusivamente de edad terciaria, puede admitirse que el Borbollón sea realmente cuaternario. Zambrano (1978) lo considera como un asomo distal del glacis principal (gravas de la Formación La Invernada). Sin embargo, en apariencia el asomo de El Borbollón no tiene ningún parentesco con los muy próximos afloramientos de los glacis pleistocenos del oeste de Mendoza. Las gravas del Borbollón aparentemente son bien redondeadas y calibradas, luego, de un transporte fluvial encauzado, mientras que la cubierta de los glacis es totalmente diferente (gruesos fanglomerados de transporte corto por escurrimiento en masa). Además, los limos y arcillas por su apariencia y sobre todo por la importante intercalación de ceniza en esta estructura no se relacionan con los perfiles de los arroyos o perforaciones cercanos.

Partiendo del extremo sur del espolón de Las Peñas-Las Higueras, hacia el oeste de las lomadas que se analizan, se extiende un amplio piedemonte que baja del cordón del Toro y que es interrumpido hacia el sur por un espolón serrano: el cordón de las Lajas, dejando sólo un borde aflorante hacia el área cultivada o urbanizada de Las Heras.

Sobre este pedemonte se observan algunos escalones o desniveles que en su mayoría corresponden a líneas de falla activas de rumbo norte-sur, si bien algunas elevaciones saltuarias estarían indicando restos de los glacis, sepultados por los modernos abanicos que corresponden al tercer ciclo de agradación y otros más jóvenes. Estos abanicos desaparecen bajo las capas más recientes y finas que cubren el oasis de Mendoza Norte. Un fenómeno morfológico especial es el del corte de oeste a este que sufren estos depósitos pedemontanos por una delgada e imperceptible arista de rocas paleozoicas (Formación Villavicencio) que conecta el pie de la alta sierra con el aislado y distante promontorio del cerro de la Cal. Se interpreta que la causa de esta curiosa morfología se debe al efecto de "protección" que una masa de caliza dura y poco atacable por la erosión normal

(cuerpo olistolítico) ha brindado a los sedimentos flyshoides de la Formación Villavicencio, más deletzables, que forman el piso del pedimento o glacis subyacente. Esta *rock defended* (prominencia o espina) está indicando una clara deflexión o divergencia provocada por la masa caliza sobre los cursos de agua que bajan del piedemonte en líneas paralelas. Este fenómeno se hace visible al pie del cerro de la Cal, donde los abanicos que bajan de la alta sierra se separan a ambos flancos del promontorio calizo y son reemplazados por pequeños conitos de material calcáreo local. Precisamente estos conoides muy modernos, que incluso han sido explotados como materia prima para cemento portland, presentan una evidencia sobre la actividad neotectónica en Mendoza: una falla inversa sobrepone la caliza ordovícica a los rodados modernos.

Sobrepasando el estrecho cordón paleozoico-triásico de Las Lajas sigue al sur un relieve de plano inclinado que retrotrae el borde de la cordillera unos 10 Km hacia el oeste, dando lugar al llamado Anfiteatro Fracturado de Mendoza que se continúa hasta la desembocadura del río Mendoza en Cacheuta, quedando eliminado por el bajo de erosión del río Mendoza en su salida al llano. El anfiteatro presenta un cierre oriental - hoy desmantelado - representado por una larga corrida de cerrillos discontinuos de la Formación Mogotes, plegados y fallados en dirección longitudinal y oblicua hacia el este (conurbano de Mendoza) cortados por numerosos cauces que bajan de la Precordillera, como los ríos secos Papagayos, Frías, Maure, etc. Estos zanjones que suelen traer peligrosos aluviones estivales atraviesan lomas bajas que con rumbo norte sur se inician con el cerro de la Bodeguita - al pie del cordón de Las Lajas; falla transversal de por medio - y siguen con los pequeños cerritos de La Ramadita, cerro de la Gloria y los largos listones de La Puntilla y los cerros Pelota y Petaca.

En todo el plano inclinado que esta corrida de cerrillos encierra contra el pie de la montaña, se presentan los llamativos glacis que soportan a los fanglomerados del primer y segundo ciclo de agradación fluvial a veces cubiertos por conos más modernos.

La morfología de este sector de Mendoza puede interpretarse como resultante de la rotura, en varios sectores, de una antigua barrera continua, producto del fallado de la Formación Mogotes. Con ello se ha desintegrado una antigua red de drenaje en el sentido del meridiano al pie occidental de esta barrera, que ha demostrado haber sufrido etapas de ascensos y descensos a lo largo del Pleistoceno. Más aún, en apariencia el seccionamiento y escape de los "uadis"

hacia el este se ha ido sucediendo de norte a sur, siendo mucho más amplias las abras del norte por obra del avance de los "chorrillos" del flanco este (véase el ejemplo del Anfiteatro de la Vendimia). Desde el cerro de la Gloria al sur se encuentran canales más estrechos de descarga. Incluso detrás del cerro de la Gloria se conservan restos de un depósito de playa lacustre con limos rosados y blancos con abundante yeso. En este sector las formaciones cuaternarias son de escaso desarrollo horizontal y vertical. Su base muestra un plano desnudo elaborado en glacis sobre terrenos triásicos y terciarios. En el Anfiteatro de Mendoza realmente han podido formarse algunos conos de deyección y aluviales restringidos por la barrera de cerrilladas, pero sobre todo delgadas cubiertas de fanglomerados sobre glacis (Formación Los Mesones sobre el glacis superior y Formación La Invernada sobre el principal).

La gran depresión pedemontana tiene una rama occidental de sur a norte, que comienza con el paredón de la Cordillera Frontal. Esta mantiene afloramientos del primer y segundo ciclo agradacional pleistoceno, hasta la cuña topográfica que se produce en el norte por el espolón de la Carrera (Polanski, 1963) donde subsisten algunas lomas entre haces de fallamiento de la Formación Los Mesones. Aquí se interrumpe la depresión de Tupungato por el espolón del Cerro del Plata. Más al norte se retoma un gran valle longitudinal (Uspallata) hundido entre la Cordillera Frontal y Precordillera, en cuyo seno han quedado los depósitos del Terciario, comprimidos, dislocados y plegados, con su corona de Formación Mogotes. Sobre este relieve se encuentran bien definidos los dos glacis de erosión con su cubierta correspondiente al primer y segundo nivel, en el centro del valle.

Este relieve está parcialmente cubierto por depósitos gruesos de piedemonte, con conos de deyección y aluviales abundantes, entre los que sobresalen los grandes abanicos que bajan del cordón de los Paramillos en Precordillera. El extremo sur del valle, en la zona del puente del ferrocarril o ruta internacional a Chile, se destacan dos unidades formacionales muy claras:

- 1) Limos parecidos al loess de la Formación El Zampal que algunos autores confundieron con barriales del tipo que se presentan más al norte. Estos limos se cuestan sobre el extremo sudoriental del valle, contra la falla del pie de la sierra, y forman el suelo cultivable y forestado de la Villa de Uspallata (véase perfil en Rodríguez, 1985).

- 2) El cierre definitivo al sur del valle está formado por una gran expansión sobre ambos flancos, a menor nivel, de potentes masas de conglomerados fluviales del

río Mendoza (tercer nivel de agradación?) que forman las pampas de Uspallata y Tabolango.

Como complemento del cuadro del Cuaternario del valle se presenta un resto de un pedimento cubierto por varios metros de un conglomerado grueso, poligénico, con clastos redondeados o angulosos que han sido fuertemente cementados por carbonatos (¿aragonita?) en el flanco occidental de la Precordillera, en la confluencia de las quebradas de Uspallata y Santa Elena.

Otra depresión importante es el valle de Potrerillos, algo más al sur y al este, donde se destaca el gran desarrollo de los glaciales pleistocenos con sus correspondientes cubiertas de agradación. Desde el norte bajan al centro del valle y desde el sur donde se ensanchan grandemente al abrirse a la depresión central, también declinan hacia el centro. El curso del río Mendoza los corta transversalmente, lo mismo que a los abanicos y conos más modernos, para sustituirlos con sus rodados fluviales del tercer ciclo (Viers, 1966).

Finalizando con los depósitos propios de la depresión pedemontana o de los Huarpes, se debe mencionar su rama sudoriental sin manifestaciones geomorfológicas superficiales, donde faltan las lomadas o cerrilladas de separación con la llanura, la que quizá podría ser limitada por la falla del Cerro Negro u otras paralelas de rumbo nornoroeste a corta distancia del borde de la Sierra Pintada.

Hasta allí se extienden los conglomerados de la Formación La Invernada en Puesto de Moyano. No se ha identificado en cambio ningún afloramiento de la anterior Formación Los Mesones, al menos en facies de la depresión. En cambio todo el flanco oriental presenta sedimentos comunes con la llanura a partir del tercer ciclo de agradación fluvial.

Esta pequeña rama de la depresión, si está configurada en el subsuelo, ha de terminar contra las raíces del Bloque de San Rafael que se dirigen al sudeste.

Adentrándose en la rama que bordea por el oeste al Bloque de San Rafael y sobrepasando los ríos Diamante y Atuel, se registran asomos de la Formación Los Mesones, que se presentan como pequeños retazos o pequeñas terrazas desde el ángulo noreste de la Hoja 27c Cerro Diamante hasta dos pequeños islotes próximos al afloramiento de la Sierra Pintada en medio de los depósitos de la Pampa del Diamante.

En la misma pampa, siguiendo al sur, Dessanti (1956), mapea asomos pequeños aislados y numerosos de depósitos glaciales, debido a sus caracteres generales moreniformes, que para los autores corresponden a restos de la Formación La Invernada.

Siguiendo al sur rumbo a Malargüe, se presentan asomos de ambas formaciones muy recortadas y cubier-

tas por abanicos pedemontanos más recientes hasta alcanzar su cierre en la cuenca de la laguna de Llancanelo, en la bajada del río Malargüe. Los depósitos que cubren grandes áreas de esta rama meridional pertenecen principalmente al tercer ciclo de agradación fluvial, con las mismas características de las zonas más al norte, pero mejor organizados en abanicos aluviales pedemontanos.

UNIDAD LLANURA ORIENTAL

El Cuaternario de la llanura, fuera de las manifestaciones volcánicas terciarias del sector sur, no presenta ningún afloramiento de rocas o sedimentos más viejos. Por el norte sus depósitos se continúan en la provincia de San Juan, pero los originarios de los ríos mendocinos llegan hasta el actual límite geográfico.

En el flanco oriental el límite está definido por el río Desaguadero-Salado. En el poniente su contacto está dado con los depósitos de la unidad pedemontana. Hacia el sur, la llanura se estrecha hasta formar una angosta faja en el límite con La Pampa. Los factores morfogenéticos de la llanura indican que el ambiente de la depresión pedemontana ha actuado como estación intermedia del flujo sedimentario aportado por las cordilleras.

El análisis del relleno debería hacerse, no tanto sobre la base de las unidades litoestratigráficas o morfológicas, sino sobre la base de las vías o factores de distribución, que condicionan las complicaciones y continuos cambios de las vías de drenaje durante el Cuaternario, al menos para las cuencas de Tunuyán y Mendoza. Estos ríos han sido los proveedores casi exclusivos, con una menor participación del viento, de los sedimentos. Faltan aportes de los bordes circundantes de la playa por causas orográficas tales como relieve, obstrucciones en el borde oeste y climáticas. Tales factores han producido caracteres sedimentológicos especiales en las áreas distales.

En sentido vertical se los aprecia ya desde el Terciario y siguen en el Pleistoceno hasta Holoceno-actual, constituyendo un paquete homogéneo de sedimentos finos no discriminables por falta de discordancias, cambios de colores, diferencias mineralógicas, o granulometrías contrastantes.

En sentido horizontal ocurre lo mismo. Mucho antes de alcanzar las zonas centrales y distales desaparecen los elementos gruesos, salvo en paleocauces o nidos aislados al pie de la serranía.

Dada la presencia de una cubierta y la falta de surcos profundos no es posible una clara identificación de unidades litológicas subyacentes. A diferencia de la unidad depresión pedemontana, en el estudio de la llanura no

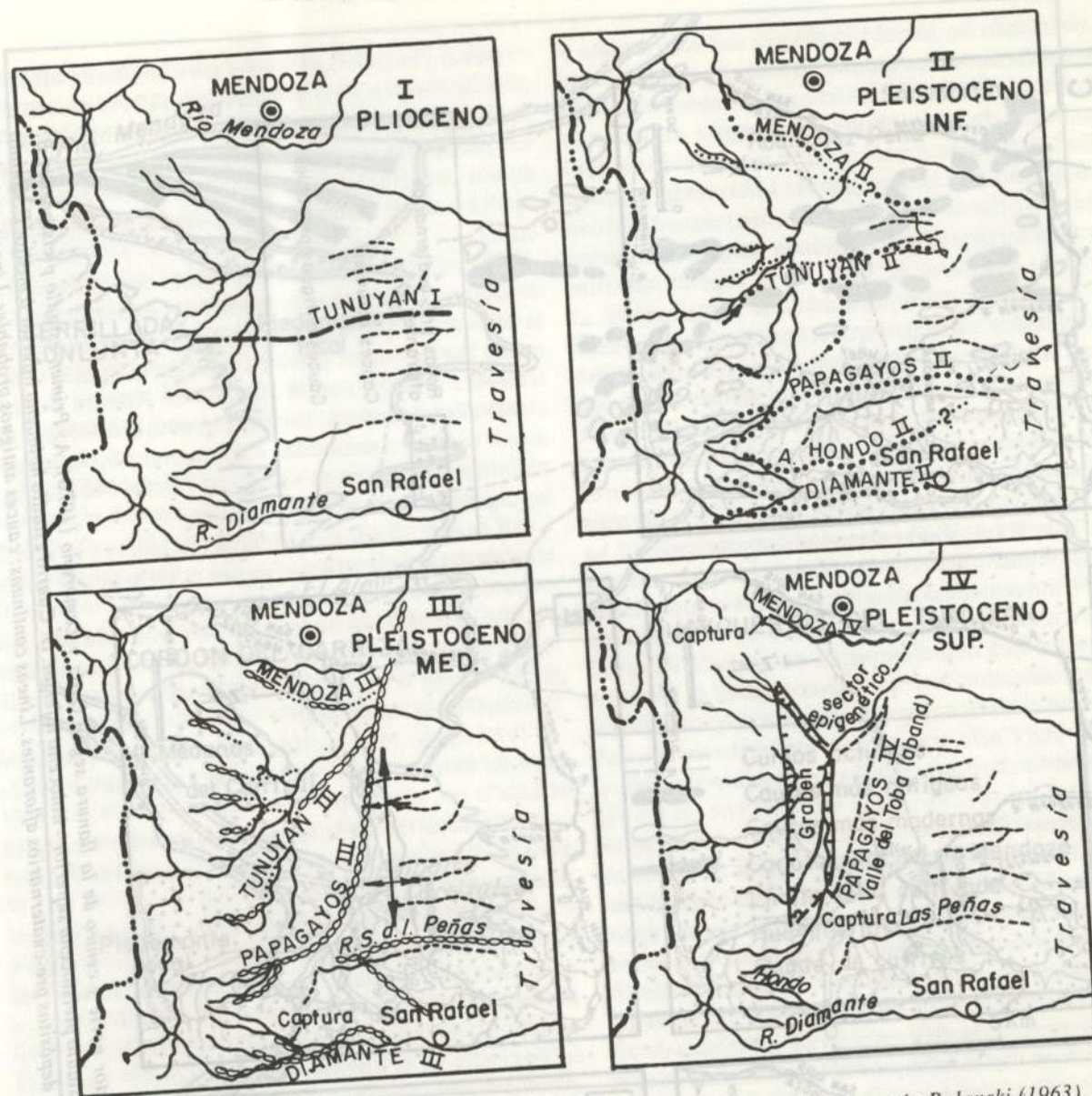


Figura 2: Trazado de la red hidrológica del sector norte y centro de la llanura según Polanski (1963).

resulta práctico el reconocimiento detallado de la tectónica, dado que faltan dislocaciones visibles en superficie. Por ello se recurre a factores morfogenéticos de otro tipo, especialmente a la evolución de la red de drenaje.

La explotación petrolera y de aguas subterráneas ha demostrado la existencia de fallas de hasta 400 m de rechazo que han afectado al Cuaternario. El Anfiteatro Fracturado de Mendoza y las evidencias morfológicas de fallamiento en el ámbito del Gran Mendoza, en el norte, conjuntamente con las alineaciones noroeste de los volcanes de la Formación Maipo en el sur, son testimonios de una tectónica activa.

Para interpretar la procedencia y compleja distribución de los depósitos sedimentarios de la llanura

se recurrirá a los cursos de agua que drenan el orógeno.

Las montañas aportaron grandes masas de detritos glaciales y fluviales desde cordones profundamente ubicados en el ámbito montañoso. Los ríos y arroyos transportaron a la llanura una tremenda mezcla de rocas de distinta filiación, edades, tamaños y desgaste. Apenas alcanzados los antiguos piedemontes, se encontraron con modificaciones tectónicas de la depresión pedemontana y con la presencia ubicua de barreras (Cerrilladas Pedemontanas; Huayquerías de Tunuyán-San Carlos; Bloque de San Rafael), además de las pequeñas elevaciones braquianticlinales aisladas deflectoras de los flujos hídricos, como el caso del norte de Mendoza (Borbellón, etc.). Esto

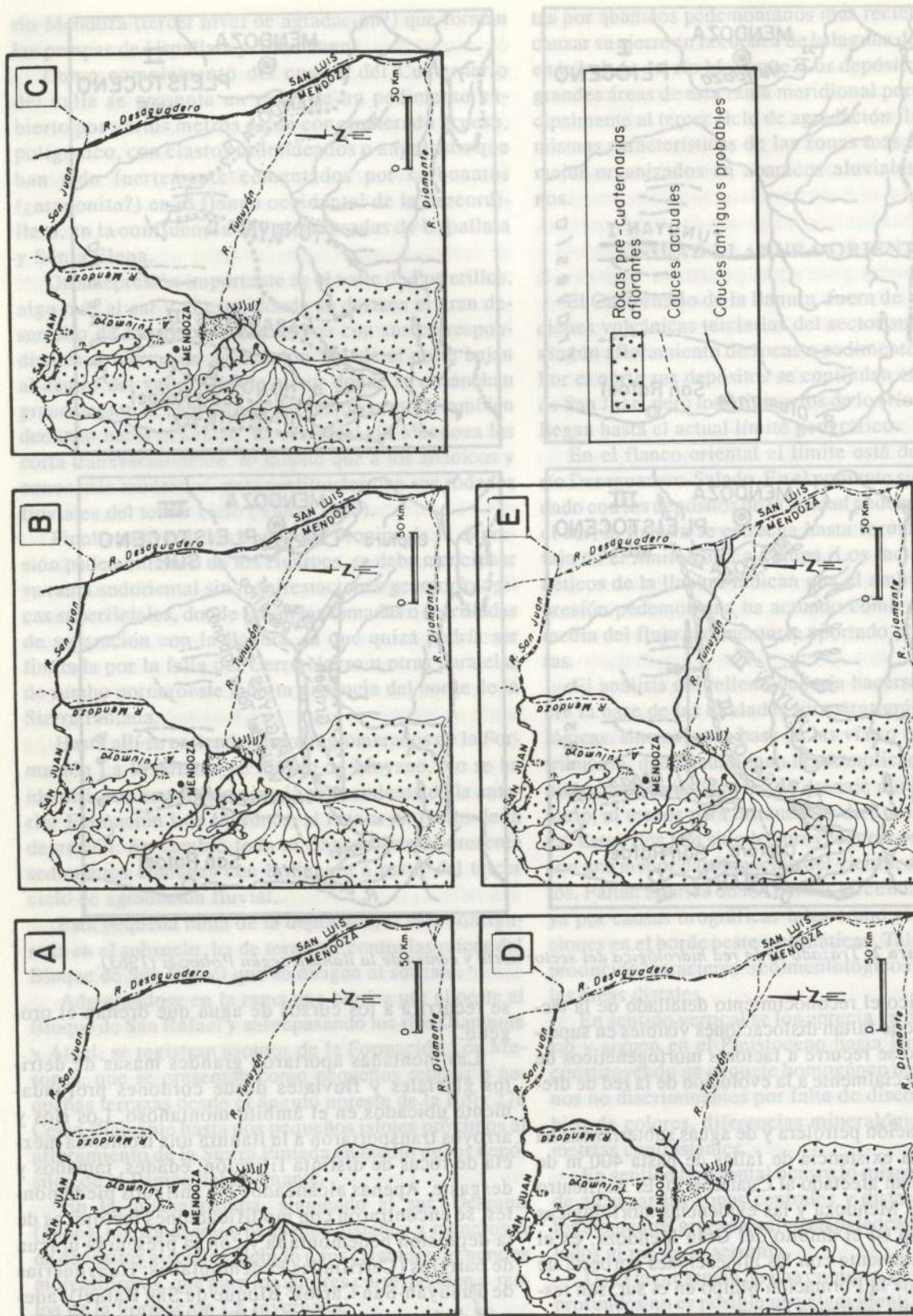


Figura 3: Trazado de la red hidrológica del sector norte y centro de la llanura según Ortiz y Zambrano (1976). A: Primer estadio pleistoceno. B: Segundo estadio pleistoceno superior. C: Tercer estadio pleistoceno superior - holoceno inferior. D: Cuarto estadio holoceno inferior a medio. E: Quinto estadio holoceno medio a superior. Zona grisada: depósitos pre-cuaternarios aflorantes. Líneas continuas: cauces antiguos probables. Líneas cortadas: cauces actuales.

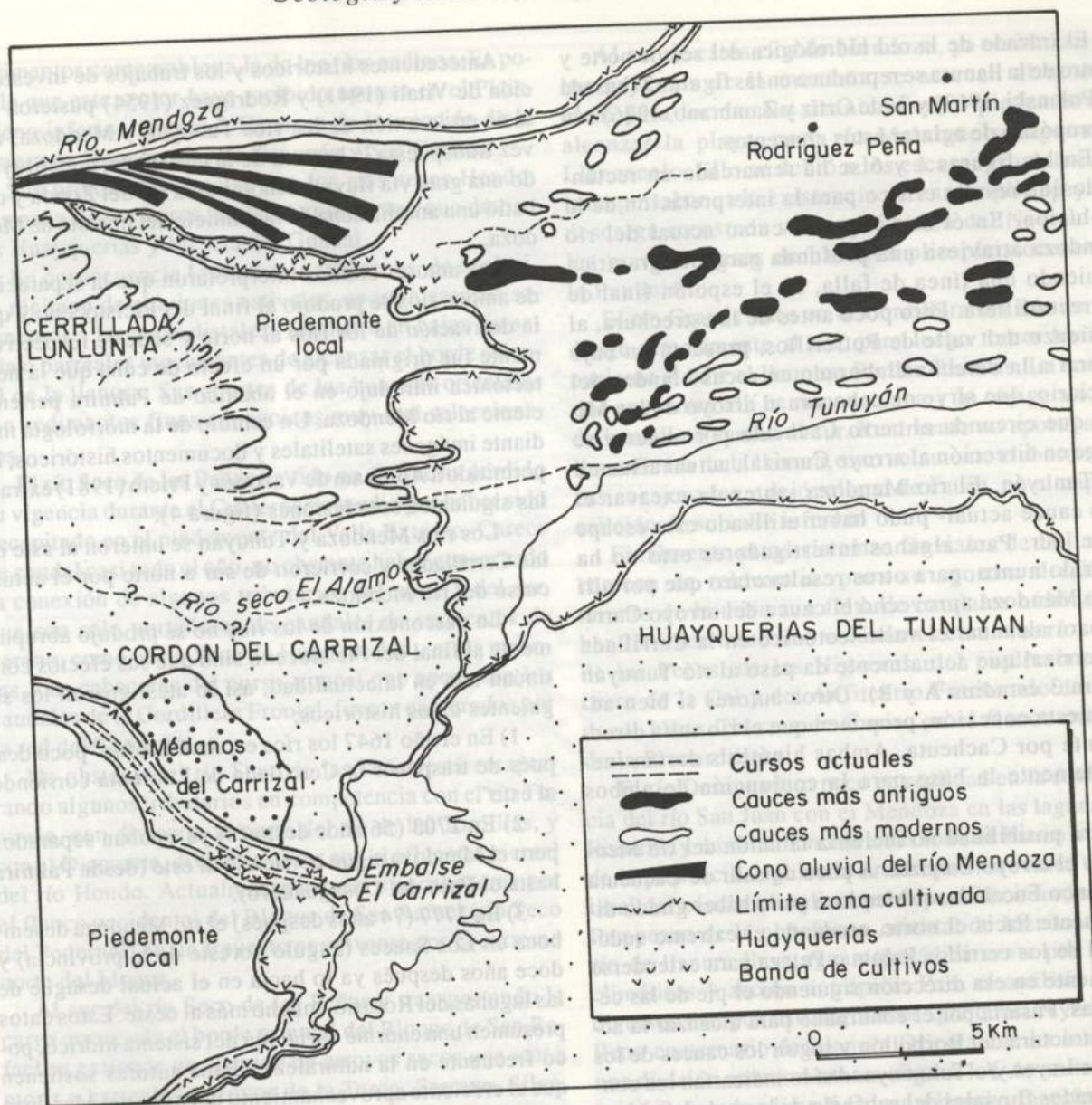


Figura 4: Conexión de los ríos Mendoza y Tunuyán según Abraham de Vazquez y Prieto (1981).

provocó estancamientos temporarios detrás de las barreras orientales y desvíos de ríos que confluyeron temporariamente para luego separarse (Mendoza-Tunuyán; Diamante-Atuel) dejando sedimentos mezclados de difícil asignación. Otra perturbación importante la constituyó la neotectónica cuaternaria. Esta provocó fuertes cambios en las redes fluviales, desviando cursos hacia un depocentro como el graben de Tunuyán, incluyendo captura de tributarios de otros cursos principales y deformando completamente la morfología de los cuerpos sedimentarios del tipo abanico aluvial clásico. Este es el caso del sistema del Tunuyán que luego de una larga recorrida desemboca en la depresión pedemontana y de pronto se encuentra ceñido por la barrera de las Huayque-

rías, que lo obliga a torcer sus cursos hacia el norte, a pesar de que originariamente corría hacia el este. Esto se vió activado por el hundimiento del graben de Tunuyán durante el Pleistoceno alto, donde convergieron los cursos hídricos y la carga detrítica de un amplio sector montañoso central de la provincia. También capturó afluentes izquierdos del río Diamante y del sector meridional del sistema del río Mendoza representado por la cuenca de los arroyos Carrizal, Las Minas, etc.

En la depresión de los Huarpes donde Polanski (1963) estima un espesor de 750 m, resulta difícil identificar la procedencia de los rodados y la morfología de los cuerpos sedimentarios cuaternarios reconocidos en toda la llanura.

El trazado de la red hidrológica del sector norte y centro de la llanura se reproduce en las figuras 2 (basada en Polanski, 1963) y 3 (de Ortíz y Zambrano, 1976) con el propósito de aclarar estos conceptos.

En las figuras 1 y 6 se ha remarcado un rectángulo que resulta crítico para la interpretación de la evolución. En él se ve que el curso actual del río Mendoza atraviesa una profunda garganta granítica siguiendo una línea de falla, en el espolón final de la Precordillera. Pero poco antes de la estrechura, al comienzo del valle de Potrerillos, presenta un bajo umbral a la derecha elaborado en rocas blandas del Terciario, que sirve de cabecera al arroyo de las Minas, que circunda el cerro Cacheuta por el sur y se dirige en dirección al arroyo Carrizal, actual afluente del Tunuyán. El río Mendoza -antes de excavar el duro cauce actual- pudo haber utilizado este escape por el sur. Para algunos investigadores esto no ha ocurrido nunca, para otros resulta claro que por allí el río Mendoza aprovechó el cauce del arroyo Carrizal para alcanzar el valle tectónico en la Cerrillada de Carrizal que actualmente da paso al río Tunuyán (figura 3 estadios A y B). Otros autores si bien admiten esta conexión, proponen que el río salía directamente por Cacheuta. Ambas hipótesis darían inevitablemente la base para la conjunción de ambos ríos.

Otra posibilidad no incluiría la unión del río Mendoza y el arroyo Carrizal. A poco de salir de Cacheuta en Blanco Encalada, el Mendoza pudo haber girado directamente hacia el norte, erodando el extremo sudoriental de los cerrillos Pelota o Petaca para extenderse libremente en esa dirección siguiendo el pie de las cerrilladas. Pasaría por el conurbano para alcanzar la actual estructura del Borbollón y seguir los cauces de los arroyos Leyes y/o Tulumaya. Así lo indicarían los conglomerados fluviales del subsuelo de la ciudad de Mendoza y sus alrededores y los rodados acuíferos descubiertos por los geólogos del CRAS bajo la estructura anticlinal del Borbollón (Zambrano, 1978).

Admitiendo la conjunción Mendoza-Carrizal y su paso a través del abra del Carrizal en la zona de embalse homónimo y dique Gobernador Benegas, para bordear la Cerrillada de Lunlunta, pudieron existir dos posibilidades:

- Que en una primera etapa hubiera oclusión del río Tunuyán, que habría formado un pantano o enlagunamiento dentro del graben, hasta el momento de unirse a los anteriores para atravesar la barrera (figura 3 A y B).

- Que el río Tunuyán hubiera mantenido siempre una salida al llano, como lo suponen Polanski (1963) y otros investigadores.

Antecedentes históricos y los trabajos de investigación de Vitali (1941) y Rodríguez (1954) pusieron énfasis en la unión de los ríos Tunuyán y Mendoza, una vez transpuesta la barrera de la cerrillada, constituyendo una gran vía fluvial denominada río del Zonda y que batió una amplia zona de la planicie del noreste de Mendoza.

Los autores citados interpretaron que la separación de ambos ríos se produjo al final del Pleistoceno y que la derivación de los ríos al norte y sudeste respectivamente fue originada por un efecto de cuña que la neotectónica introdujo en el abanico de Palmira perteneciente al río Mendoza. Un estudio de la morfología mediante imágenes satelitales y documentos históricos, ha permitido a Abraham de Vazquez y Prieto (1981) extraer las siguientes conclusiones (figura 4):

- Los ríos Mendoza y Tunuyán se unieron al este de las Cerrilladas y corrieron de sur a norte por el actual curso del río Mendoza.

- La desconexión de los ríos no se produjo abruptamente al final del Pleistoceno sino que sus efectos continúan aún en la actualidad, así lo atestiguan los siguientes datos históricos:

- 1) En el año 1647 los ríos estaban unidos "poco después de trasponer la Cerrillada de Lunlunta corriendo al este".

- 2) En 1703 (56 años después) ya estaban separados pero el Mendoza sigue corriendo al este (desde Palmira hasta el Paso del Desaguadero).

- 3) En 1777 (74 años después) el río Mendoza desemboca en Los Sauces (ángulo noreste de la provincia) y doce años después ya lo hacía en el actual desagüe de las lagunas del Rosario, mucho más al oeste. Estos datos presumen una enorme variación del sistema hídrico, poco frecuente en la naturaleza. Estos autores sostienen que el creciente aprovechamiento del agua del Mendoza para los cultivos aceleró la desertificación del área oriental originando el taponamiento de los cauces por médanos cada vez más activos.

A estas posibilidades de bruscos cambios de rumbo de los ríos en áreas de la planicie aluvial distal, debe agregarse un efecto registrado en el verano de 1983 al norte de Lavalle, en la estación El Alpero, donde el río rompió uno de sus débiles bordes y cambió de curso hacia el oeste. Esto tiene que ver con el régimen estacional de los ríos andinos y con ocasionales grandes nevadas en cordillera, que le otorgan un gran volumen de agua y capacidad de erosión.

En la llanura oriental hacia el sur, se considerará los sectores de la llanura intermedia y sanrafaelina (figura 1, 6 B y 6 C).

Al sur del sector hidrológico crítico (figura 1) se presenta un largo tramo sin capacidad de transporte de

sedimentos comparables a la de los ríos andinos. Es posible que este sector haya recibido aportes en el Pleistoceno inferior, (figura 2-II) antes de la erección de la barrera de Huayquerías de Tunuyán y San Carlos).

Sus principales canales son los ríos secos Hondo; Barranca de los Loros, de las Aguilas, etc., que drenan las Huayquerías y Meseta del Guadal.

En consecuencia los actuales ríos secos, de exclusivo régimen de aluviones estivales, aportan escasos sedimentos a las áreas distales. Terminan en bajos sin salida o barreales mucho antes de alcanzar el borde oriental de la llanura. Sus aportes de los huaycos orientales son sedimentos finos cenozoicos muy mal seleccionados.

El río Seco de las Peñas ha sido un río que ha perdido su vigencia durante el Cuaternario medio por haber sido decapitado en el piedemonte del Valle Extenso. Carece de caudal casi todo el año, no obstante haber conservado la conexión de algunos tributarios del norte y del sur, que son sólo portadores de caudales de crecientes de verano, como el río Seco de Huayquerías y otros menores. Las cabeceras del curso troncal que aportaban los caudales de la Cordillera Frontal, fueron capturados por la red del Tunuyán.

No obstante, el río Seco de las Peñas está recapturando algunos tributarios en competencia con el río Tunuyán, con divisoria al norte del río de las Tordillas, y con el Diamante, divisoria al sur con el afluente oriental del río Hondo. Actualmente avanza sus cabeceras por el flanco occidental del Bloque de San Rafael (río Seco del Pedernal) en un trayecto envolvente por el extremo norte del bloque.

Al sur del río Seco de las Peñas y transportando la carga arrancada al borde oriental del Bloque de San Rafael se extiende un abanico de arroyos secos que van a morir a barreales (arroyos de la Tosca, Serrano, Silva, Del Chanco y de la Hedionda).

Los ríos Diamante y Atuel forman una dupla gemela pues ambos atravesaron la barrera en ascenso del Bloque de San Rafael, por ser antecedentes de modo que no se complicaron demasiado en el piedemonte del Valle Extenso Frontal de la Sierra Pintada, si bien el primero debió ceder algunos tributarios del norte al sistema del Tunuyán.

Estos ríos sanrafaelinos se unieron también en Las Juntas después de atravesar la barrera. Posteriormente el Diamante siguió una línea sudeste para desembocar en el Desaguadero. El Atuel, por su parte, encontró una línea de debilidad cortical, la falla de la cuenca de General Alvear, que lo condujo hacia el sud-sudeste para llevar sus aguas, ya muy descargadas de detritos y material en suspensión a los Baños del Chadileuvú.

Al sur de estos ríos de Mendoza, ya en Malargüe, los torrentes de la montaña se acercan al modelo ideal para formar sus abanicos en el piedemonte y alcanzar la playa, caso río Malargüe y laguna de Llancanelo. Ello se debió a los escasos caudales que transportaban, a la existencia de una amplia playa de descarga recostada sobre el Cordón del Nevado y a las grandes masas de basaltos plio-pleistocenos de la Payunia.

El río Grande nace en la Cordillera del Límite y se dirige directamente al sur, para luego torcer hacia el naciente y salir al llano en Bardas Blancas. La barrera que encuentra allí es muy cercana y lo obliga a tomar de inmediato rumbo al sur. Realmente no aportó al rellenamiento de la llanura, sino solamente elaboró terrazas encajonadas y dejó relleno de cauce, en el angosto callejón de su valle inferior.

Finalmente otros sistemas fluviales de la llanura carecen de relevancia, pues su aportes al rellenamiento de la misma, a falta de caudales hídricos, se han limitado a escasos volúmenes como los ríos Seco de las Peñas, de las Higueras, del piedemonte del cerro de la Cal y del Anfiteatro Fracturado de Mendoza, hasta Chacras de Coria, en el flanco oriental de la Precordillera.

El río Desaguadero nace en realidad en la confluencia del río San Juan con el Mendoza en las lagunas del Rosario, y recorre de norte a sur todo el flanco oriental de la provincia, siguiendo una importante línea estructural del zócalo cristalino que separa el cinturón móvil Pampeano de la plataforma oriental de Mendoza. Este río de llanura lleva agua esporádicamente por causas climáticas y acción antrópica. Para el análisis de los diversos cuerpos estratigráficos que constituyen el relleno cuaternario de Llanura Oriental, se ha intentado una división en tres sectores (figura 1, 6 A: norte y centro; 6 B: intermedio y 6 C: sur o llanura sanrafaelina).

Sector norte y centro

Unidades de agradación fluvial y de transición

a) *Depósitos del río Mendoza.* -Abanico sur del tercer ciclo de agradación fluvial pleistoceno: Se desarrolla dentro de la depresión de Los Huarpes, donde no llegó nunca el río Tunuyán, debido al cierre norte desde el Arroyo Carrizal hasta el cauce del río Mendoza, entre Cacheuta y el extremo norte de la Cerrillada de Lunlunta. Esta unidad se expande sobre ambos ambientes, la depresión y la llanura, rodeando las lomas divisorias.

Este sector ha sido estudiado por Valero (1990) mediante perfiles litológicos de superficie, perfora-

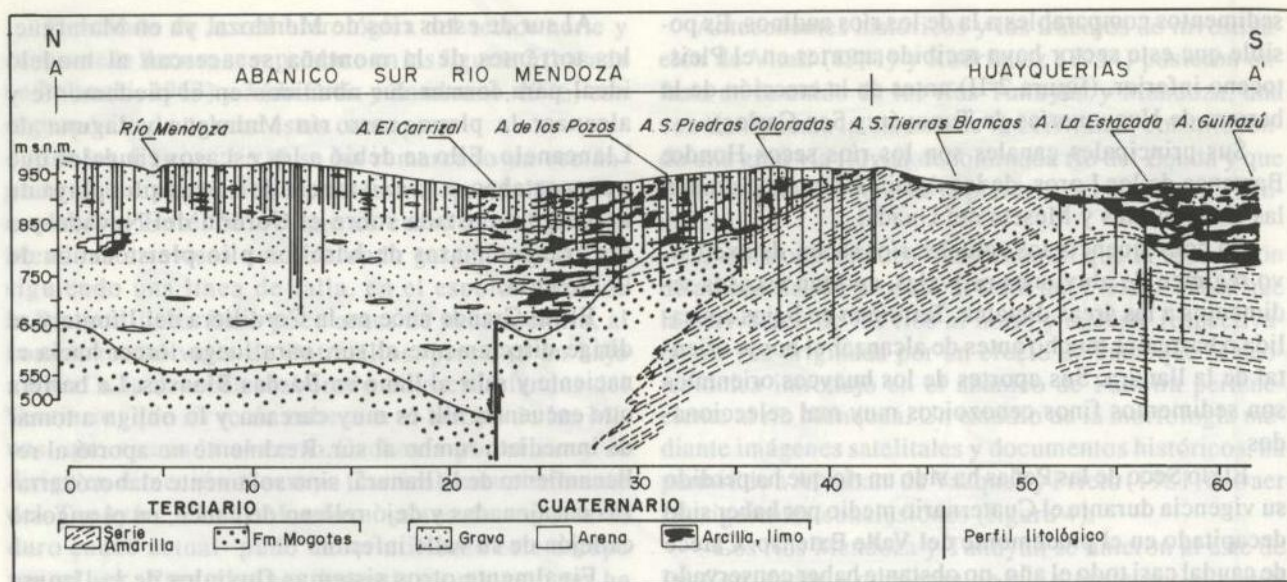


Figura 5: Corte estratigráfico del abanico sur del río Mendoza según Valero (1990).

ciones y sondeos eléctricos verticales. El relevamiento abarca desde la ciudad de Luján hasta Tunuyán (figura 5).

El abanico sur del río Mendoza, se extiende desde el extremo del cerro Cacheuta, por el oeste, hasta la población de Barreales, al sur de Palmira, por el este. En sentido del meridiano va desde el surco actual del río Mendoza, hasta la latitud del arroyo Carrizal, donde se encuentra la barrera del Terciario de Huayquerías. Allí sus componentes granulométricos gruesos ceden lugar a depósitos finos de barreales, arenas finas, limos y arcillas, dentro de la depresión de los Huarpes.

-Abanico norte del tercer ciclo de agradación fluvial pleistoceno: incluye la fase distal del abanico norte (Zambrano, 1978). Se extiende desde la boca del río en Cacheuta hacia el este y el norte. En la primera dirección queda ceñido al flanco izquierdo del río, zona de Palmira y codo del río hacia el norte, extendiéndose por el norte hasta el departamento de Las Heras, hasta cerca del extremo sur del anticlinal de Borbollón. Hacia el oeste el abanico alcanzaría el límite occidental del conurbano de Mendoza (Av. Boulogne Sur Mer), en contacto con los fanglomerados pedemontanos parcialmente parquizados hasta el cordón del cerro de la Gloria.

-Zona de transición indefinida: incluye la llanura aluvial de transición. Si se incluyen todos estos depósitos como provenientes del río Mendoza como lo hace Zambrano (1978), se debe admitir que son principalmente holocenos y que en realidad cubren a los del tercer ciclo de agradación fluvial no aflorantes y

que en este trabajo se consideran propios del río del Zonda. Según el autor citado hacia el norte el abanico del río Mendoza se prolonga en una llanura aluvial de transición, que al poniente del curso actual del río es plana y recibe ocasionales y pequeños aportes del flanco precordillerano: ríos secos del Valle de Canota, Las Higueras, y uadi del piedemonte del cerro de la Cal, dentro de una estrecha faja occidental. Esta porción de la llanura contiene asimismo los cauces de los arroyos Leyes y Tulumaya, paralelos al actual río y que supuestamente han sido alguna vez canales principales del Mendoza.

Sobre la margen derecha del actual río, la llanura se extiende ampliamente hacia el naciente en los departamentos de Lavalle y San Martín, en los distritos Nueva California, Tres Portañas, Chapanay y Palmira, siguiendo una amplia franja paralela al río que parcialmente está cubierta por médanos modernos.

En su parte meridional la franja produce una gran expansión hacia el este sobre ambos flancos de la ruta 7, hasta alcanzar los departamentos de Santa Rosa y La Paz, incluyendo en su costado sur los de Junín y Rivadavia. En ella el autor describe como unidades sedimentarias: a) depósitos de cauces, b) de médanos abandonados y c) de llanura de inundación. Este conjunto sedimentario de llanura de inundación es reciente y cubre a otros del Pleistoceno.

Se tratan de una unidad holocena, parcialmente correlativa de la Formación Río Seco de la Hedionda de la llanura sanrafaelina.

-Planicie aluvial distal: Esta unidad se trata de una transición gradual de una región penedistal a una distal.

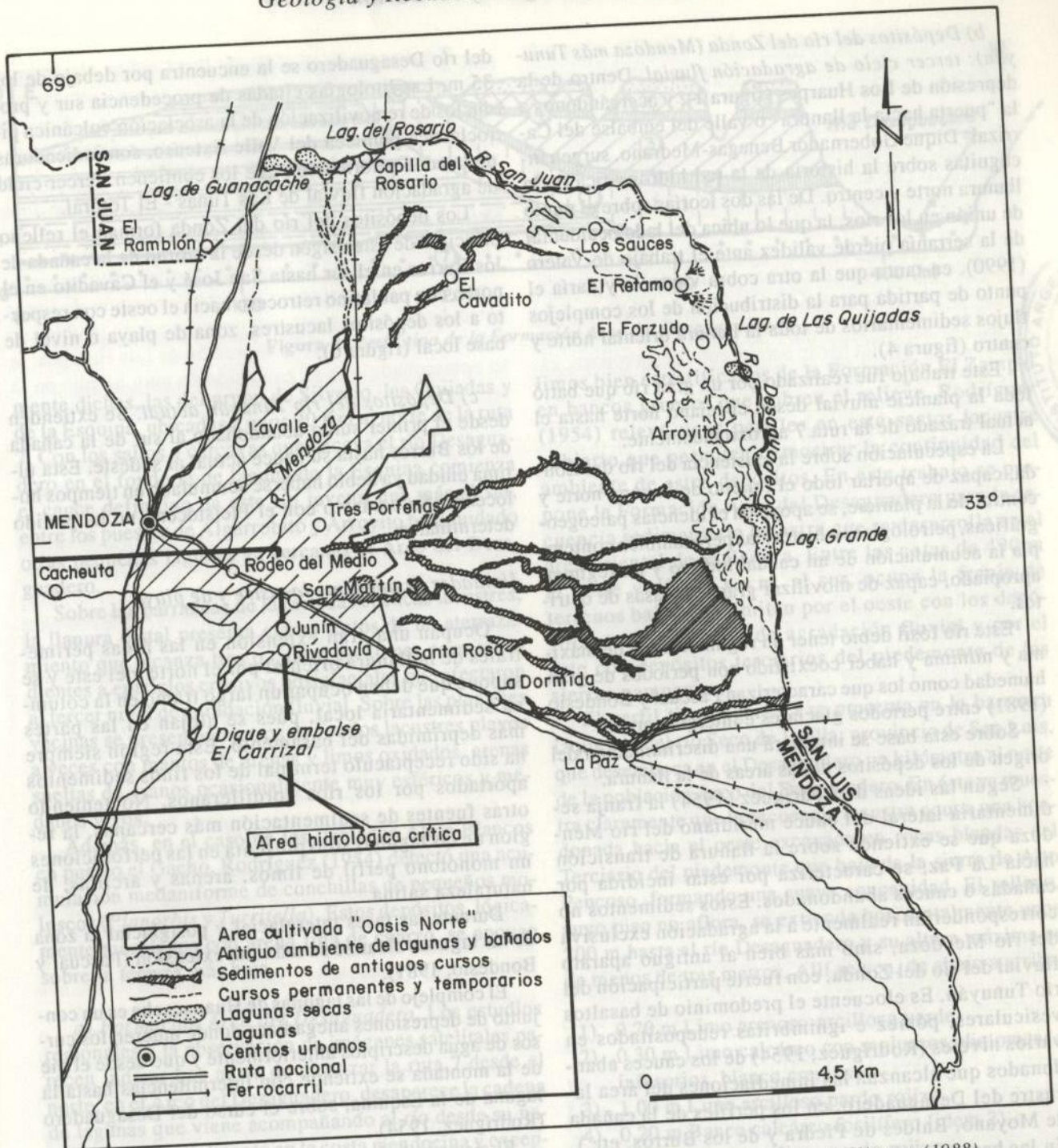


Figura 6: Ubicación del área hidrológica crítica en la llanura norte según Abraham de Vázquez (1988).

Se acentúa su carácter homogéneo, indiferenciado con mayor salinidad y menor granulometría que los procedentes.

Estos depósitos ocupan las zonas perimetrales de la unidad transicional anterior y permiten distinguir los mismos componentes: depósitos de cauces abandonados, de médanos y de llanura de inundación. En

sus confines periféricos se extienden los depósitos lacustres, barreales y bañados. Se carece de elementos diagnósticos para reconocer el origen y edad de estos depósitos.

De las cuatro unidades descriptas, las dos primeras corresponderían al tercer ciclo de agradación fluvial del río Mendoza y el resto perdura hasta el Holoceno.

b) *Depósitos del río del Zonda (Mendoza más Tunuyán): tercer ciclo de agradación fluvial.* Dentro de la depresión de Los Huarpes (figura 1), y acercándonos a la "puerta hacia la llanura" o valle del embalse del Carrizal- Dique Gobernador Benegas-Medrano, surgen incógnitas sobre la historia de la red hidrográfica de la llanura norte y centro. De las dos teorías sobre el punto de unión en los ríos, la que lo ubica del lado occidental de la serranía pierde validez ante el trabajo de Valero (1990), en tanto que la otra cobra vigencia y daría el punto de partida para la distribución de los complejos flujos sedimentarios de toda la llanura oriental norte y centro (figura 4).

Este trabajo fue realizado por un gran río que batió toda la planicie aluvial desde el lejano norte hasta el actual trazado de la ruta 7 aproximadamente.

La especulación sobre la existencia del río del Zonda, capaz de aportar todo el relleno de la zona norte y central de la planicie, se apoya en evidencias paleogeográficas, petrológicas e históricas pero también contempla la acumulación de un caudal hídrico y un régimen apropiado, capaz de movilizar grandes masas de detritos.

Este río fósil debió tener un régimen anual de máxima y mínima y haber coexistido con períodos de gran humedad como los que caracterizan Pascual y Bondesio (1981) entre períodos glaciares e interglaciares.

Sobre esta base se intentará una discriminación del origen de los depósitos de las áreas de la llanura.

Según las ideas de Rodríguez (1954) la franja sedimentaria lateral del cauce meridiano del río Mendoza que se extiende sobre la llanura de transición hacia La Paz, se caracteriza por estar incidida por cañadas o cauces abandonados. Estos sedimentos no corresponderían realmente a la agradación exclusiva del río Mendoza, sino más bien al antiguo aparato fluvial del río del Zonda, con fuerte participación del río Tunuyán. Es elocuente el predominio de basaltos vesiculares, pómez e ignimbritas redepositados en varios niveles (Rodríguez, 1954) de los cauces abandonados que alcanzan las inmediaciones del área lacustre del Desaguadero, en los perfiles de la cañada de Moyano, Baldes de Piedra y de los Burros, etc.). En las barrancas de estos cauces anchos y cubiertos por limos y arenas modernas, afloran grandes bancos de pumicita con rodados cementados por los limos calcáreos y cenizas.

Por su posición superficial a veces con una ligera cubierta, corresponden a una etapa final del aporte del río Tunuyán en esta zona. En cambio en la parte central, norte y este de la llanura aparecen niveles similares a distintas profundidades en las perforaciones. En el Cavadito hay pómez desde los 37 hasta 278 m. En el pozo

del río Desaguadero se la encuentra por debajo de los 35 m. Las litologías citadas de procedencia sur y productos de removilización de la asociación volcánica piroclástica-pumícea del Valle Extenso, son indicadoras de la edad y formación que los contienen: tercer ciclo de agradación fluvial de Las Tunas - El Totoral.

Los depósitos del río del Zonda forman el relleno principal de este origen desde la latitud de la cañada de los Burros en el sur hasta San José y el Cavadito en el norte, con paulatino retroceso hacia el oeste con respecto a los depósitos lacustres, zona de playa o nivel de base local (figura 6).

c) *Depósitos del río Tunuyán actual.* Se extienden desde el primer surco abandonado al sur de la cañada de los Burros hasta su cauce actual al sudeste. Esta última unidad ya debió haberse acumulado en tiempos holocenos. Su contacto con el Pleistoceno no ha podido determinarse.

Unidades de ambiente lacustre y de playa

Ocupan una gran extensión en las áreas perimetrales de la llanura oriental por el norte y el este y se supone que deben ocupar un largo tramo en la columna sedimentaria local, pues se alojan en las partes más deprimidas del basamento. Esta región siempre ha sido receptáculo terminal de los finos sedimentos aportados por los ríos cordilleranos. No teniendo otras fuentes de sedimentación más cercanas, la región de las lagunas sólo presenta en las perforaciones un monótono perfil de limos, arenas y arcillas, de naturaleza salina.

Durante las fases interglacial y postglacial la zona de las lagunas alcanzó su máxima extensión (Pascual y Bondesio, 1981).

El complejo de las lagunas de Huanacache es un conjunto de depresiones anegadizas donde mueren los cursos de agua descriptos anteriormente y que desde el pie de la montaña se extiende con intermitencias hasta la laguna de la Esquina, sobre el curso del Desaguadero (Rodríguez, 1954).

El sistema de lagunas encadenadas se inicia por el norte a partir del complejo de lagunas del Rosario donde desembocan los cursos de los ríos Mendoza y San Juan. Continúa luego con el complejo de Huanacache propiamente dicho que inundó en otras épocas terrenos de las tres provincias de Cuyo. En este sector de límite entre Mendoza, San Juan y San Luis se formaron los bañados de San Miguel, de abundante fauna y flora propia de un ambiente lótico.

Sólo unos kilómetros más abajo, siguiendo el actual río Desaguadero vuelven a definirse lagunas propia-

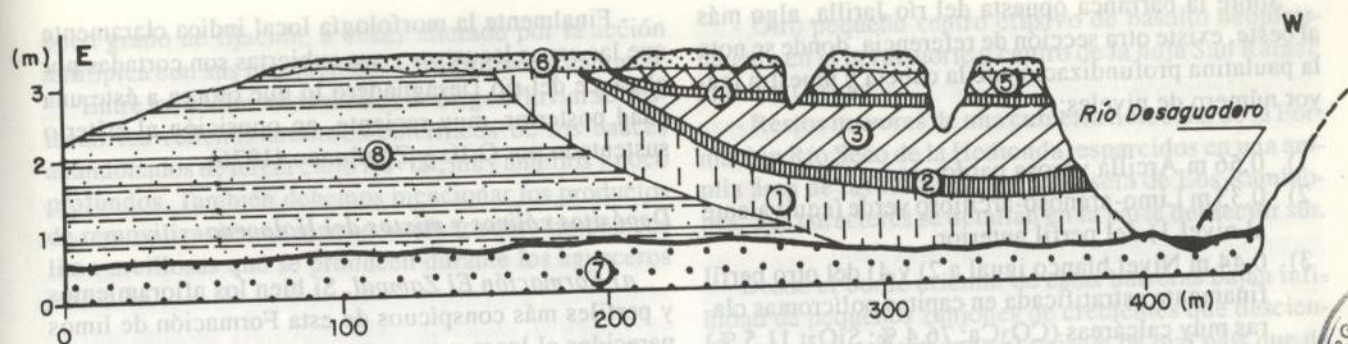


Figura 7: Perfil tipo de la Formación Arco del Desaguadero.

mente dichas, las del grupo de Silverio, las Quijadas y de la Esquina, ubicadas a unos 90 Km al norte de la ruta 7. Con los saltos y cárcavas que excava el río Desaguadero en el fondo la de laguna de la Esquina comienza el cauce definitivo de este río juvenil que más al sur, entre los puestos de Algarrobito y Arroyito ha liquidado otras pequeñas lagunas ya cercanas al Arco del Desaguadero.

Sobre las barrancas de las citadas cuencas lacustres, la llanura distal presenta claros restos de un aterrazamiento que alcanza tres o cuatro escalones correspondientes a epíclidos erosivos postglaciales que afectaron al tercer nivel de agradación fluvial. Sobre las planicies vecinas se presentan rastros de fondos lacustres playos a veces con mantos de arenas y limos oxidados, arenas sueltas de granos ocasionalmente muy esféricos y médanos vivos.

Además, en el caso de los llamados Altos Blancos en puesto el Gacho, Rodríguez (1954) detectó una acumulación medianiforme de conchillas de pequeños moluscos (*Planorbis* y *Turritella*). Estos depósitos, lógicamente mezclados con arena fina de cuarzo, se apoyan sobre la terraza más baja.

a) *Formación Arco del Desaguadero*. Los estudios regionales y la observación de imágenes satelitales parecen indicar que antes de alcanzar la ruta 7 desde el norte, en el Arco del Desaguadero, desaparece la cadena de lagunas que viene acompañando al río desde su nacimiento, esencialmente en la costa mendocina y excepcionalmente algunas expansiones hacia la ribera puntana.

Sin embargo, las barrancas del río Desaguadero que a veces superan los 2,50 m de profundidad, muestran una composición litológica de este ambiente. Pascual y Bondesio (1981), han preconizado que la salina del Bebedero de San Luis se extendía hasta el actual cauce del río conteniendo agua dulce.

Ocurre que la morfología lacustre ha sido ahogada por la invasión de arenas eólicas o cubiertas por

limos bien estratificados de la Formación El Zampal en bancos gruesos que cubren el relieve. Rodríguez (1954) relevó unos perfiles en este sector lacustre cubierto que permiten demostrar la continuidad del ambiente de estos depósitos. En este trabajo se propone la Formación Arco del Desaguadero para la secuencia sedimentaria lacustre que se desarrolla en el área oriental de la llanura. Entre las cotas de 490 m al norte y 460 m s.n.m. al sur, ocupa la franja de terrenos bajos que limitan por el oeste con los depósitos del tercer ciclo de agradación fluvial y por el este con depósitos terciarios del piedemonte de las sierras pampeanas.

El perfil tipo (figura 7) se presenta en la barranca izquierda del río Seco de Jarilla, provincia de San Luis, que desemboca en el Desaguadero un kilómetro al norte de la población Arco del Desaguadero. En éste se muestra claramente que la secuencia lacustre ocupa una hondonada hacia el oeste excavada en rocas blandas del Terciario del piedemonte que baja de la sierra de Alto Pencoso, formando una suave concavidad. El relleno, cuyo piso no aflora, se extiende horizontalmente unos 200 m hasta el río Desaguadero y su altura máxima es de menos de tres metros. Allí se ven, de abajo a arriba:

- 1) 0,70 m Limo arenoso-arcilloso verde.
- 2) 0,30 m Limo calcáreo con moluscos, diatomeas e infusorios, blanco cremoso.
- 3) 1,00 m Limo arcilloso pardo rojizo.
- 4) 0,20 m Banco calcáreo fosilífero (idem 2).
- 5) 0,30 m Limo arcilloso pardo rojizo.
- 6) 0,50 m Limo gris rosado, inestratificado, esponjoso, humificado (techo transgresivo y erosionado de la secuencia lacustre).

El lecho está cubierto por una arena de cauce, conglomerádica y arcósica (7). El lateral o soporte está formado por bancos de arena y limo rojo-ladrillo horizontales (8) del Terciario. Los términos 6, 7) y 8), no integran la Formación Arco del Desaguadero.

Sobre la barranca opuesta del río Jarilla, algo más al oeste, existe otra sección de referencia, donde se nota la paulatina profundización de la cubeta y muestra mayor número de niveles:

- 1) 0,56 m Arcilla yesosa pardo oscuro.
- 2) 0,33 m Limo-arenoso-arcilloso verde (equivalente al nivel 1) del perfil anterior.
- 3) 0,44 m Nivel blanco igual a 2) y 4) del otro perfil finamente estratificada en capitas policromas claras muy calcáreas (CO_3Ca : 76,4 %; SiO_2 : 11,5 %) con infusorios y esqueletos de diatomeas silíceas.
- 4) 0,23 m Arcilla pardo oscura con filetes rojizos, esponjosa yesosa.
- 5) 0,03 m Arena limosa.
- 6) 0,44 m (idem 4) muy salina.
- 7) 0,10 m (idem 5), arena con seccionamiento en escamas por ondulación ácuca.
- 8) 0,13 m Arcilla (idem 4 y 6).
- 9) 0,16 m Arena (idem 7).
- 10) 0,60 m Arcilla yesosa gris rosada clara.
- 11) 0,40 m Limo (idem 2).
- 12) 0,50 m Limo impuro gris rosado, erosionado y vetado.

Estos perfiles de esta formación permitirían intentar alguna correlación cronoestratigráfica de las unidades involucradas sobre la base de las siguientes premisas:

- Se desconoce el alcance de la secuencia lacustre en profundidad, pues sólo se presenta en contacto lateral, discordancia de erosión con el Terciario superior.

- En cambio se presenta una cubierta bien diferenciada en una estructura sedimentaria de transgresión sobre los dos elementos anteriores, con discordancia angular sobre el lacustre y pseudoconcordancia sobre el Terciario (unidad 6).

- Si bien no se sabe la edad de esta cubierta, según lo observado en otras áreas, se puede asimilarla a otras cubiertas de limos loessoides que cubren formaciones pleistocenas dentro de la depresión pedemontana y fuera de ella, tales como la Formación El Zampal de Polanski (1963), cuya base cubre un nivel datado radiométricamente en 9.625 ± 200 años A.P. Diversos autores opinan que esta formación es parte ya del Holoceno.

- Según estudios de Pascual y Bondesio (1981) este nivel podría ubicarse en el piso Platense. Por consiguiente la Formación Arco del Desaguadero, podría constituir el techo de Lujanense, por lo menos en los niveles que muestran estos perfiles. Ya se ha expresado que los depósitos lacustres del oriente mendocino deben alcanzar una gran amplitud cronológica.

- Finalmente la morfología local indica claramente que las capas lacustres y sus cubiertas son cortadas por el cauce del río Desaguadero lo que otorga a éste una edad posterior, muy reciente, en oposición al criterio sustentado por Ortíz y Zambrano (1976).

Depósitos eólicos y mixtos del Holoceno

a) *Formación El Zampal*. Si bien los afloramientos y perfiles más conspicuos de esta Formación de limos parecidos al loess y sus mayores espesores también se ubican en el interior de la depresión de Los Huarpes, se ha comprobado que su extensión es muy amplia en la provincia de Mendoza, cubriendo sectores de la llanura oriental.

En este sector la Formación El Zampal aparece en las márgenes del río Mendoza, cubriendo las terrazas fluviales en el bajo en forma de embudo que el río forma al salir de Cacheuta en dirección a Luján. No presenta en este sector los caracteres típicos pues contiene abundante ceniza y yeso.

Continúa hacia el norte, marginando los abanicos y cerrilladas pedemontanas desde Chacras de Coria. Es posible que en esa dirección la Formación El Zampal ocupe grandes áreas sobre sedimentos finos del río Mendoza, pasando a la vecina provincia de San Juan. No se pueden separar estas capas de las de origen fluvio-eólico o lacustre que cubren la llanura norte, en las lagunas del Rosario, Huanacache, etc.

Sobre limos compactos y yesosos de origen lacustre en las barrancas del río Desaguadero siguen unos pocos metros de un limo blanquecino, que traspasa el surco del río en algunos lugares. Precisamente cerca del Arco del Desaguadero cubre la formación homónima y pasa a San Luis. Se considera que pertenecen a esta formación.

b) *Médanos y guadales*. Los depósitos modernos o recientes ocupan algunos sectores de la llanura norte y central y son productos de distintos agentes de transporte y depositación, todos holocenos y de textura fina. Los de origen eólico son arenas de médanos vivos y semifijos que presentan algunos *erg*. A veces se trata de albardones paralelos a los ríos fósiles y actuales y en otros casos sólo forman pequeñas acumulaciones marginales a cuencas de deflación en el área lacustre y de la planicie aluvial distal.

Son de gran relieve los denominados altos limpios, en medio de la planicie nororiental y los cordones marginales del curso inferior del río Mendoza desde el norte de Lavalle hasta cerca de Palmira en San Martín. Todo el borde meridional de los depósitos del río del Zonda, a lo largo de la ruta 7, está cubierto por médanos de un

buen grado de fijación, a veces alterado por la acción antrópica con sus nivelaciones para cultivos y caminos.

Entre los sedimentos sueltos de origen fluvial se destacan los rellenos arenosos-cineríticos de los cauces abandonados de tercer ciclo fluvial, muy amplios y poco profundos. También debemos mencionar los productos de removilización en masa o laminar sobre las pampas limo-arcillosas que se producen durante los aguaceros estivales.

Sector intermedio (figura 1, 6B)

No existen límites naturales entre los sectores de la llanura que se han diferenciado. El extremo norte podría establecerse tomando el curso inferior del río Tunuyán, desde su salida al llano hasta sus rameos finales al sudeste, por cuanto en su historia geológica parece no haber aportado sus sedimentos más al sur del área cubierta por médanos actuales.

La existencia y morfología de las barreras que la separan de la depresión sirven de límites para este sector. Se trata de las elevaciones de las Huayquerías de San Carlos y la meseta del Guadal o de los Ramblones y la elevación mesetiforme que al sur del río Seco de Las Peñas, se ubica al naciente del Bloque de San Rafael, separando este sector de la fértil llanura sanrafaelina.

Se ha tratado de identificar un área que a diferencia del sector norte al este de Precordillera, y del sector sur al este de la Sierra Pintada, haya permitido en el Pleistoceno, el paso de los primeros ciclos de agradación fluvial, cosa que no ocurrió con los siguientes ciclos.

Los primeros ciclos alcanzaron a montar y traslapar las bóvedas incipientes de las Huayquerías, hasta el sector de influencia del río Seco de Las Peñas con su vecino el primitivo Papagayos. Allí quedaron evidencias de una mayor libertad de tránsito para ellos. Abundan restos de los niveles gruesos de Formación Los Mesones y La Invernada, en lomitas de relictos de erosión de la primitiva cuenca cordillerana que tuvo el río Seco de Las Peñas.

Más al sur, la barrera de la sierra sólo dejó transcurrir los sedimentos cordilleranos de los dos primeros ciclos a través de los canales excavados por los ríos Diamante y Atuel. De todos modos, sus depósitos en la llanura no son muy conspicuos, en comparación con la llanura sanrafaelina.

Las prominencias chatas de las barreras muestran amplios afloramientos del Terciario superior, con cuencas de deflación o ramblones y ocasionales mantos de depósitos finos eólicos y de aluviones. Sobre ellas se destacan:

- Un centro volcánico basáltico paleopleistoceno del cerro Huayquerías.

- Otro pequeño centro efusivo de basalto neopleistoceno, en el borde norte y centro de la hoja San Rafael: el cerro Guadal.

- Restos mayores de una cubierta holocena de la Formación Río Seco de la Hedionda, esparcidos en una amplia área de las Huayquerías y Meseta de Los Ramblones. Sus caracteres se detallan en la parte del sector sur.

Desde el borde oriental de estas barreras bajan infinidad de pequeños zanjones de crecientes que descienden a la llanura formando el paisaje de mal país que da su nombre a la región de Huayquerías. Se reúnen en espaciados uadis, incididos en las capas blandas que constituyen el relleno de la llanura, como en los ríos secos del Durazno, del Agua y Hondo. Todos ellos, incluso el de Las Peñas que les sigue al sur, se pierden en playas secas o barreales estacionales.

El área muestra un desarrollo importante de cubierta medanosa, con cuencas de deflación, y planicies pobremente vegetadas, donde pasta ganado caprino. Se supone que el subsuelo de este sector de la llanura podría estar ocupado por depósitos distales de los cursos activos eopleistocenos, portadores de los rodados cordilleranos que los diferentes ciclos de agradación lograron llevar hasta la llanura, aunque con granulometría más fina y mejor selección, intercalados en una masa limo-arenosa, arrancada de las Huayquerías vecinas en tiempos penecontemporáneos con los anteriores. Es posible que el mayor espesor de sedimentos corresponda a la Formación Río Seco de la Hedionda y los variados sedimentos más recientes que la cubren.

Sector sur (Llanura Sanrafaelina) (figura 1, 6C)

La llanura oriental sanrafaelina, presenta un relleno fluvial, de entre 200 y 300 m, que corresponden al tercer ciclo de agradación fluvial pleistoceno, cuyos límites son:

Al norte el sector inferior de la Hoja de La Tosca, que incluye la red de tributarios del río Seco de la Hedionda que bajan por el norte del Bloque de San Rafael con divisoria en el río Seco de Las Peñas. Estos son la Tosca, Silvino, del Chanco Carrizalito y Aguadita, en aparente coincidencia con el límite norte de la cubierta superficial de la Formación Río Seco de la Hedionda (Polanski, 1964a y González Díaz, 1972 a).

Al sur el límite es menos preciso. Quizá esté más abajo del extremo sur de la Colonia Las Malvinas y Médanos de Picardo. Por el oeste los depósitos nacen del borde oriental de la Sierra Pintada, pero parte de sus componentes clásticos provienen de las cordilleras a

través de los ríos Diamante y Atuel. Es de notar que los depósitos de gravas que se destacan hasta muy al este de la llanura corresponden a paleocauces de estos ríos que divagan por la planicie aluvial, introduciendo sus cuñas de estos materiales alóctonos, más o menos encauzados entre depósitos más finos de origen local. De cuerpos mantiformes en el sector pedemontano se transforman en unidades encauzadas en el llano.

Se reconocen en el Pleistoceno dos niveles, el superior de la Formación Colonia Los Coroneles correspondiente al tercer ciclo de agradación pleistocena (unos 80 m de espesor) y por debajo otra unidad sedimentológica que se designa como unidad de transición, (más o menos 80 m de potencia). Ambas son cubiertas por la Formación Río Seco de la Hedionda y médanos más recientes.

La unidad de transición infrayacente a la Formación Los Coroneles, no corresponde al segundo ciclo de agradación identificado localmente como Formación Puesto Moyano (cf. La Invernada). Parece ser que esta última muere por acúñamiento muy cercano de su nacimiento en la base de la Sierra Pintada.

El límite oriental de estos depósitos cuaternarios no ha sido bien definido. En resumen, para Wetten y Bessone (1978) y Bessone (1983a), sobre el Terciario, la llanura sanrafaelina presenta, debajo de sedimentos fluviales holocenos:

1) Un pequeño relicto de la Formación Cuatro Compuertas, en las barrancas del río Atuel, que se corresponde con la asociación piroclástica-pumícea del Valle Extenso, quizá redepositada.

2) La Formación Los Coroneles, que en San Rafael alcanza unos 80 m de espesor y es la única formación acuífera de esta parte de la llanura.

3) Un nivel permeable inferido por sondeos geoelectricos de unos 80 m de potencia de la unidad de transición, compuesto por materiales gruesos, medianos y finos que se apoyan directamente sobre el Terciario. Sustituye al oriente al nivel de Formación Puesto Moyano (cf. La Invernada), que se acuña pronto al pie de la sierra.

Para González Díaz (1972 a) el Cuaternario en la llanura sanrafaelina se compone, enumeradas en orden inverso al caso anterior, de las siguientes unidades:

1) Formación Puesto Moyano (II ciclo de agradación fluvial que aflora como relictos de una antigua planicie de acumulación conservada al pie oriental de la Sierra Pintada, apoyados en el Plioceno y compuestos de un conglomerado apoyado por el río Atuel. No se infiere su continuidad al oriente por debajo de los sedimentos más modernos.

2) Pequeño afloramiento de la Formación Cuatro Compuertas en las barrancas del río Atuel.

3) Formación Colonia Los Coroneles (cf. Las Tunas del III ciclo de agradación fluvial). Aflora como relictos al norte de 25 de Mayo y hacia el oriente, y en el sur, entre ambos ríos mayores hasta la supuesta falla o escalón del cerro Negro.

Las perforaciones y sondeos eléctricos demuestran que esta formación, compuesta por conglomerados, gravas, arenas con pómez redepositada en varios niveles, se extiende por debajo de la cubierta en toda la llanura sanrafaelina, constituyendo depósitos de gran importancia económica por sus acuíferos explotables.

Esta formación es correlativa del amplio afloramiento de la Pampa del Diamante-Las Salinas en el otro lado de la sierra, que Dessanti (1956) identifica como depósitos arenosos fluvio-glaciales.

4) Por encima se encuentra -ya entre Pleistoceno y Holoceno- la Formación Villa Atuel (cf. El Zampal). Sólo se la identifica por perfiles en las barrancas de los ríos y arroyos, pero se supone que se extiende ampliamente sobre la llanura por debajo del Holoceno más reciente.

5) Formación Río Seco de la Hedionda. Constituye un cuarto ciclo de agradación fluvial que se superpone a los anteriores del Pleistoceno. Forma el piso de la llanura sanrafaelina. Sobrepuerta a un epiciclo de erosión que afectó a la Formación Villa Atuel en el perfil-tipo del citado río seco, está constituida por depósitos fluviales, fundamentalmente arenas con lentes y bancos de rodados sueltos y gravilla de un espesor aproximado de 13 m.

6) Médanos y guadales que forman acumulaciones aisladas sobre la llanura aluvial, a veces de gran magnitud como los llamados Médanos de Picardo al este de Colonia Las Malvinas y otros al sur del río Seco de la Hedionda, en Monte Comán. Alcanzan espesores de hasta 80 m. Son médanos fitogénicos muy limosos y con vegetación de gramíneas.

Existen otros médanos menores en la planicie.

En la llanura existe un conjunto de volcanes basálticos, que aumentan hacia el sudeste, siguiendo líneas estructurales paralelas y que Núñez (1979) reúne en la Formación Maipo de la base del Pleistoceno. Los restantes depósitos cuaternarios de esta hoja conservan la misma característica que la parte norte de la llanura, con depósitos aterrazados de arenas y tobos en su respaldo oeste, y cubiertas de arenas y rodados poco consolidados. Se nota que este sector de la llanura, carente de cursos de agua, muestra claro predominio de depósitos finos limo-arcillosos y salinos.

En síntesis la llanura sanrafaelina no ha recibido los grandes flujos de rodados de origen cordillerano, que en gran parte quedaron atrapados del otro lado de la

barrera conformada por la Sierra Pintada, siendo sustituidos en cada ciclo de agradación fluvial, por materiales de la ladera oriental de esta sierra.

Es llamativo que no se mencione la presencia del primer nivel correspondiente a la Formación Los Mesones, al sur del área de influencia del río Seco de Las Peñas. Como excepción se extendieron los productos distales de origen cordillerano aportados por los dos ríos andinos, ya poco competentes después de atravesada la barrera, diseminándolos en forma de relleno de cauces en la planicie. Como excepción, también fue escaso el aporte de la asociación piroclástica-pumícea, único y pequeño afloramiento no típico en Cuatro Compuertas.

Aparece en oposición a este concepto el caso del tercer nivel de la Formación Los Coroneles, por su amplia dispersión y contenido de materiales gruesos de probable origen cordillerano.

Para los autores es posible que la Formación Los Coroneles, como su equivalente Las Tunas de la depresión de Los Huarpes, sea un producto de mezcla que pudo originarse al paso de los ríos antecedentes en épocas de crecida, por el depósito intermedio de la depresión. Es decir parte de los clastos provendrían de las montañas, otras podrían haber sido removilizadas de los ya depositados en la depresión, como el caso de la Formación Cuatro Compuertas, y otras pudieron haberse tomado del pie del propio Bloque de San Rafael.

CONCLUSIONES

Del análisis de los depósitos cuaternarios de la llanura de Mendoza es posible establecer:

Inferencias geológicas

En la llanura mendocina, considerada en sentido amplio, se diferencian netamente las dos cubetas o unidades de acumulación: a) la depresión pedemontana o de los Huarpes, que muestra un gran desarrollo de los tres ciclos de agradación fluvial pleistocenos, sus epiciclos erosivos y los ciclos deposicionales del Holoceno.

La depresión es el reservorio específico de los dos primeros ciclos representados por las Formaciones Los Mesones y La Invernada, donde adquirieron un gran espesor y se conservan en el fondo del Valle Extenso y del graben de Tunuyán, con relictos aterrizados perimetrales. También fue el centro principal de sedimentación de productos de erupciones volcánicas, especialmente los de la asociación piroclástica-pumícea.

Luego del tercer ciclo representado por las Formaciones Las Tunas, El Totoral, El Chillante y La Estacada, la depresión recibió un gran manto de de-

pósitos eólicos-fluviales que adquieren allí el mayor espesor de toda la provincia en la Formación El Zampal. También cobijó los elementos sedimentarios y volcanógenos posteriores que han sido anteriormente detallados.

b) La llanura oriental es pobre en sedimentos de los primeros ciclos y su relleno es fundamentalmente debido al tercer ciclo pleistoceno, diferenciado en depósitos fluviales de menor calibre granulométrico, transicionales y lacustres.

También existe una cubierta, no determinada hasta hoy, del ciclo mixto del limo parecido al loess de las Formaciones El Zampal y Villa Atuel.

El Holoceno de la llanura oriental posee un desarrollo muy extendido gracias a sus variados agentes de deposición y removilización. Se destaca la cubierta de la Formación Río Seco de la Hedionda en la llanura sanrafaelina por su mayor desarrollo del cuarto ciclo de agradación fluvial.

De los sectores de la llanura, el norte y centro (A) y el sur o llanura sanrafaelina (C), presentan los desarrollos óptimos del tercer ciclo de agradación, pues han sido constantemente alimentados por importantes ríos cordilleranos como el Mendoza, Tunuyán, Diamante y Atuel, respectivamente, que originaron sedimentos aptos para albergar aguas subterráneas útiles y abundantes. El sector intermedio (B), en cambio, ha carecido durante el Pleistoceno de tales fuentes de alimentación de sedimentos de granulometría y quimismo aptos como acuíferos, debiendo mantener el nivel de rellenamiento apelando al material fino, heterogéneo, que sus ríos secos arrancan de las laderas cercanas de Huayquerías, Meseta del Guadal y Bloque de San Rafael, que depositaron en playas secas o barreales, sin formar verdaderas lagunas estables.

Inferencias económicas

El tercer ciclo de agradación fluvial representa el recurso potencial de mayor importancia, fuera de la depresión pedemontana, donde lo acompañan en ese sentido los demás ciclos pleistocenos. Es el gran reservorio de aguas subterráneas de la provincia. Puede considerarse que el desarrollo agrícola alcanzado en Mendoza, debido fundamentalmente al riego artificial con las aguas de los deshielos y derretimientos nivales de cada año, podría incrementarse sustancialmente si se aprovecharan los recursos subterráneos potenciales. Especialmente favorables son los depósitos dejados por el llamado río del Zonda, en el este mendocino (Rodríguez, 1954), muchos de cuyos niveles acuíferos presentan condiciones de gran productividad y favorabilidad de recarga al noreste del oasis actual.

Los limos loessoides postglaciales también revisten gran importancia como suelos extensos muy aptos para la agricultura vernácula.

El primer núcleo social organizado, el de Los Huarpes, dependía de cultivos y pesquerías del ambiente lacustre de Huanacache. Los conquistadores trasladaron los centros de población donde se hacía más fácil el aprovechamiento del agua de los ríos andinos mediante una densa red de canales de irrigación, contando con los terrenos propicios de grandes áreas de la llanura y valles mendocinos.

En el desarrollo de este trabajo se han mencionado algunos productos minerales de interés aportados

por el Cuaternario. Se destaca entre ellos los productos de la asociación piroclástica-pumicea. También se explotan depósitos de halita en las salinas del Diamante. De abundante utilización local resulta la explotación de conglomerados fluviales, cantos rodados para revestimiento; ripio y arena para mortero y gravilla para mosaicos. Existen depósitos de sulfato de sodio en el noreste y canteras de yeso en Lavalle y Luján. Se explota turba en el Valle Extenso y arcillas para cerámica en el norte de Mendoza. Como curiosidad puede mencionarse que hasta 1982, se explotaban los abanicos del pie del cerro de La Cal para la fabricación de cemento portland.

CONCLUSIONES

6. Mediante el estudio de los depósitos cuaternarios de la zona de estudio, se puede afirmar que el Cuaternario en la zona de estudio se divide en dos grandes unidades: el Pleistoceno y el Holoceno. El Pleistoceno se divide en tres etapas: el Pleistoceno Inferior, el Pleistoceno Medio y el Pleistoceno Superior. El Holoceno se divide en dos etapas: el Holoceno Inferior y el Holoceno Superior. Los depósitos cuaternarios de la zona de estudio son de gran importancia para el estudio de la evolución de la zona y para la explotación de sus recursos. Los depósitos cuaternarios de la zona de estudio son de gran importancia para el estudio de la evolución de la zona y para la explotación de sus recursos. Los depósitos cuaternarios de la zona de estudio son de gran importancia para el estudio de la evolución de la zona y para la explotación de sus recursos.