

Capítulo XI

Noroeste argentino

Nicole Pommarés

El término "Noroeste argentino" (NOA) ha sido utilizado con diversas acepciones y, según cuál sea ésta, se lo considera integrado por distintas provincias (geográficas y geológicas). Geológicamente el NOA está integrado por las provincias geológicas de la Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara (Figura 11.1). Sin embargo, en el presente capítulo se utilizará la acepción histórico-geográfica que la considera integrada por las provincias de Salta, Jujuy, La Rioja, Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero (Figura 11.2). Dentro de este nuevo esquema se hallan representadas las provincias geológicas de la Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas, Sistema de Santa Bárbara y Famatina, Cordillera Frontal y Precordillera riojana. En el presente capítulo trataremos, siempre dentro de las provincias geográficas mencionadas, con mayor profundidad a la Puna y región prepuneña (Cordillera Oriental y Sierras Subandinas) por ser éstas de las que se tiene mayor bibliografía. Hacia el final del capítulo trataremos algunos rasgos y depósitos del resto de las provincias en lo que respecta al Cuaternario de las mismas.

El NOA se caracteriza por sus paisajes muchas veces contrastantes. Se pueden encontrar desde cordilleras a extensas llanuras. Y desde zonas extremadamente desérticas, como la Puna, que rematan en altas montañas siempre nevadas (como el Nevado de Cachi, de Acay y de Chañi) a zonas extremadamente húmedas como las yungas.



Figura 11.1: Provincias geológicas que integran el NOA. Imagen modificada de Google Earth, DigitalGlobe.

Figura 11.2: Provincias geográficas que integran el NOA. Imagen modificada de Google Earth, DigitalGlobe.

Estas regiones tan contrastantes se suelen comunicar de norte a sur o de noroeste a sures-te mediante enormes grábens llamados quebradas, como las de Humahuaca, del Toro o el Valle de Tafi. Estas estructuras son el reflejo de los movimientos tectónicos que predominaron en este sector, generando el clásico paisaje de valles y quebradas, que son los rasgos más notables de la Cordillera Oriental (Figura 11.3).

Las quebradas son depresiones estrechas, alargadas, profundas y de fuertes pendientes, mientras que los valles son cuencas de hundimiento tectónico, que se hayan a diferentes alturas y constituyen los lugares más apropiados para el asentamiento de las poblaciones. Los más importantes son los de Jujuy y Lerma (Figura 11.4), donde se ubican las ciudades de San Salvador de Jujuy y Salta.

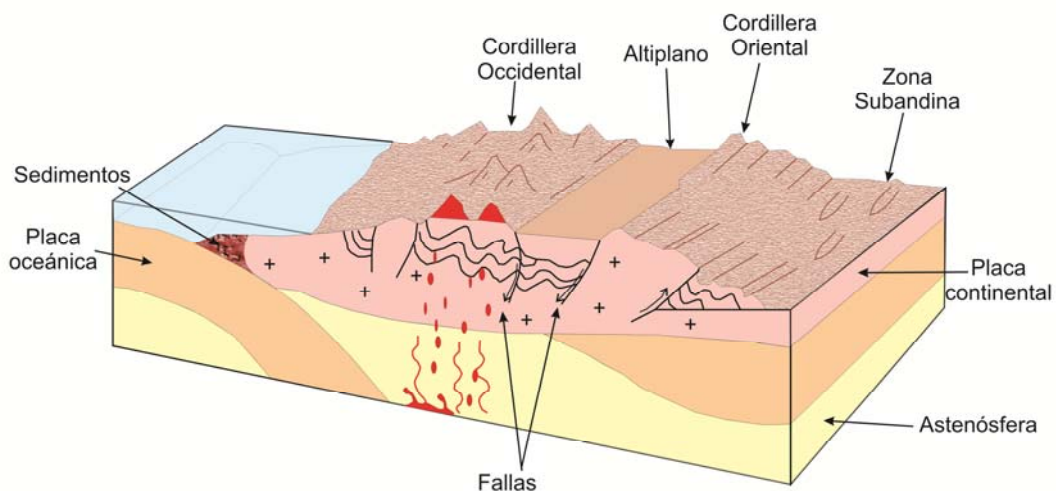


Figura 11.3: Block-diagrama donde se observa la zona de subducción tipo "Cordillera de los Andes" y las distintas estructuras desarrolladas por la actividad tectónica y volcánica. El Altiplano sería la Puna que se extiende hacia el Norte al igual que la Cordillera Oriental. La zona subandina serían las sierras subandinas.

Los vientos del este descargan su humedad sobre las sierras subandinas y las laderas orientales de la cordillera Salto-jujeña; es por esto que tienen un clima subtropical serrano con abundantes lluvias, y los bosques y selvas serranas que tapizan estas montañas son conocidos

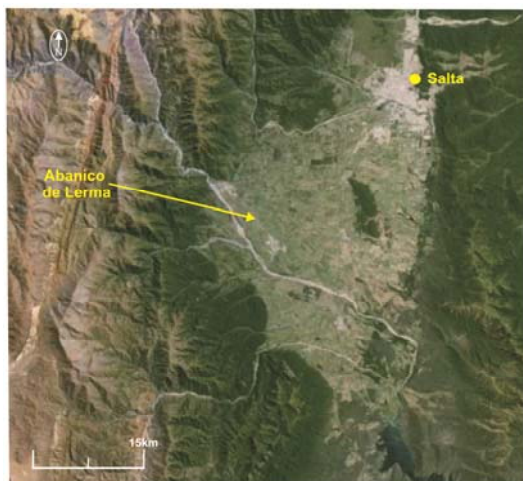


Figura 11.4: Abanico de Lerma en la provincia de Salta, muy modificado por la actividad antrópica. Imagen modificada de Google Earth, DigitalGlobe

como yungas. Los vientos pasan ya secos hacia el oeste y las laderas occidentales de la Cordillera Oriental y la Puna, poseen un clima frío, árido y seco (desiertos de sombras pluviométricas).

El Cuaternario Pre-Puneño

Se ha decidido tratar en este apartado a las provincias geológicas Cordillera Oriental y Sierras Subandinas en conjunto ya que los procesos geomorfológicos durante el cuaternario, fundamentalmente de acumulación en los valles son comunes a ambas.

La Cordillera Oriental ocupa, en territorio argentino, una faja de 320 kilómetros de longitud norte-sur y 120 kilómetros de ancho, en las provincias de Salta y Jujuy; y se continúa hacia el norte en Bolivia (Cordillera Oriental y Central) y Perú (Cordillera Oriental). Está formada por cordones montañosos escarpados que pueden superar los 6000 metros de altura (en promedio, 4000 metros) y valles que son 2000 o 3000 metros más bajos. Los elementos geográficos más significativos de este sistema son la Quebrada de Humahuaca y el valle del Río Grande de Jujuy y, estructuralmente, forma una región plegada y fallada (Iriondo, 2010).

Las Sierras Subandinas forman una faja de menor altitud, ubicada al este de la Cordillera Oriental, con 60 a 80 kilómetros de ancho y 180 kilómetros de extensión en la Argentina, llegando al norte de Tucumán. Como la anterior, se prolongan extensamente en Bolivia y Perú formando el frente montañoso andino. Se encuentran muy plegadas, formando montañas anticlinales y valles sinclinales, lo que provoca que se generen procesos generalizados de remoción en masa como fenómeno dominante en la evolución del relieve (Iriondo, 2010).

Durante el largo período que comprende el Pleistoceno inferior y medio, el modelado superficial, influido por una activa neotectónica y bajo un clima árido a semi-árido, generó las superficies denudativas que truncan a los sedimentos terciarios y mesozoicos adosados a los principales cordones montañosos de la región. En general, estas superficies se encuentran cubiertas por sedimentos detríticos más jóvenes, siendo excepcionales las áreas donde aparecen exhumados o bajo una somera cubierta como ocurre en el valle de Santa María (Catamarca y Tucumán), donde se han datado cinco niveles de pedimentación con edades que van desde 2,5 Ma a 300 mil años antes del presente (Strecker, 1987). El predominio de las acciones denudativas debe haberse extendido hasta el Pleistoceno superior, época en que recién culmina el levantamiento de las áreas montañosas, lo cual explica la existencia del único ciclo glaciario detectado en la región (Strecker et al., 1984). Aunque sedimentos de génesis glacial se encuentran en la mayoría de los cordones montañosos del noroeste, por encima de los 4000 m, la ausencia de dataciones absolutas o de secuencias morfológicas glaciarias correlacionables a nivel regional, solo permite asegurar la existencia de una glaciación con varios re-avances durante el Pleistoceno y Holoceno (Tapia, 1925; Rohmeder, 1942; González Bonorino, 1951; Galván, 1981; Sayago et al., 1991).

Por otra parte, dos ambientes diferentes, el complejo de loess con paleosuelos y las secuencias detríticas de vertientes y piedemontes, han aportado información sobre las caracterís-

ticas paleoambientales de la región durante el Pleistoceno tardío. La confluencia del aporte loésico de los vientos del sureste y la humedad proveniente del oeste, generaron en los valles intermontanos, situados en la fachada oriental de los cordones de Aconquija y Cumbres Calchaquies, una potente secuencia de paleosuelos desarrollados sobre el loess, que ha sido caracterizada como Formación Tafí del Valle (Collantes, et al., 1993). Las características litoestratigráficas de dicho complejo sugieren la alternancia de períodos secos y probablemente fríos, con sedimentación loésica, y otros más húmedos que permitieron el desarrollo edáfico (Sayago, 1994). La presencia en los sedimentos loésicos de vertebrados de edad lujanense (Powell et al., 1993), intercalados con los paleosuelos, indicaría una edad pleistocena superior para este conjunto pedo-sedimentario.

En las zonas altas, los períodos húmedos facilitaban la criogenia generando materiales que disminuyen su granulometría con la disminución de altura. Es así que en las vertientes de los cordones de Aconquija y Cumbres Calchaquies es posible observar una secuencia de capas detríticas alternantes con limos loésicos que generalmente culminan en el último nivel de glacis o pedimento (Collantes, 1989). Asimismo, la presencia en el subsuelo de la llanura tucumana de limos loésicos con vertebrados de edad lujanense (Bonaparte y Bobovnikov, 1974), también alternantes con capas fanglomerádicas, sugieren contemporaneidad con las secuencias de los valles intermontanos. Finalmente, similar correspondencia entre vertientes y piedemontes se habría dado en las sierras subandinas como lo sugieren las características litológicas y distribución espacial de la Formación Urundel (Iriando, 1990), asignada al Pleistoceno tardío.

El paso del Pleistoceno al Holoceno en la región del noroeste aparentemente tuvo un carácter transicional, evidenciado en el complejo de loess-paleosuelos por la mayor duración de los períodos con pedogénesis (indicio de mayor humedad) en su porción superior, en contraste con la disminución del espesor de las capas loésicas (Sayago, 1994). Distintos materiales (fósiles y sedimentos orgánicos) encontrados en el loess de dicho complejo, han permitido datar la transición Pleistoceno-Holoceno en 8660 \pm 150 A.P. (Collantes et al., 1993) y entre 9200 \pm 140 a 8320 \pm 150 (Fernández et al., 1991).

Los depósitos lacustres son frecuentes en el Cuaternario de ambas provincias geológicas desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad, dichos cuerpos límnicos son lagunas de poca profundidad y sin estratificación en su masa de agua que, en su mayoría, se han formado por taponamientos de la escorrentía producidos por flujos de barro particularmente grandes.

Evolución paleoclimática

La presencia de un nivel de glacis desarrollado sobre los sedimentos del Pleistoceno/Holoceno, claramente visible en los valles intermontanos de Tafí, Trancas (Tucumán) y Las Estancias (Catamarca), sugiere el predominio de la denudación durante un lapso coinci-

dente con el llamado Altitermal (8000-6000 A.P.) durante el cual América del Sur presentó condiciones climáticas cálidas y secas (Clapperton, 1994).

Durante el subsiguiente período Neoglacial (6000-4000 A.P.), las regiones montañosas del noroeste fueron afectadas por condiciones húmedas y relativamente frías, lo que se tradujo en una moderada expansión glaciaria que, en los cordones de Aconquija y Cumbres Calchaquies, fue de magnitud muy inferior a la glaciación pleistocena (Sayago et al., 1991). El incremento de la actividad glacial y periglacial generó los sedimentos detríticos que aparecen en los piedemontes con niveles de glacis cubierto y/o paleoabánicos de deyección. Es así que el Neoglacial se encuentra representado en el noroeste por dos niveles de agradación detectados desde la cadena de Ambato, en Catamarca, (Nullo, 1981; Sayago et al., 1991) hasta la Quebrada de Humahuaca (Courtade, 1987), al igual que en los valles Calchaquies de Catamarca y Salta (Vilela y García, 1978; Galván, 1981). Cronológicamente, estos depósitos han sido generalmente atribuidos al Pleistoceno, sin contar con evidencias bioestratigráficas o dataciones absolutas. Un fechado radiocarbónico efectuado en sedimentos glaci-lacustres en el valle del río Muñoz (Tucumán), morfológicamente relacionados con el primer nivel de agradación, estableció una edad de 5950 \pm 90 (Sayago et al., 1991), razón por la cual se los incluye tentativamente en el Holoceno medio.

Un periodo intermedio de aridez se tradujo en la depositación de sedimentos loésicos, los que son claramente visibles en las terrazas fluviales más antiguas (superpuestos a materiales detríticos) de los principales ríos que nacen en la vertiente oriental de los cordones de Aconquija, Cumbres Calchaquies y Sierras Subandinas. El aumento en espesor de estos materiales hacia el este y su amplia distribución en la llanura chaqueña (Sayago, 1994), sugieren la existencia durante el Neoholoceno de condiciones áridas en las llanuras extra andinas en contraste con mayor humedad en los valles prepuneños.

La finalización del Neoglacial en el noroeste estaría asociada al retorno de condiciones más secas y probablemente más cálidas, lo cual es claramente expuesto en los sedimentos fluviales de la quebrada del río Yavi, donde un fechado efectuado sobre sedimentos orgánicos en la base de la primera agrupación humana holocena dio una edad 4380 \pm 120 A.P. (Sayago et al., 1991). Las características físico-químicas de tales depósitos muestran el tránsito desde las condiciones húmedas y frías del Neoglacial a otras más secas y frescas, que en los valles intermontanos y cordones pre-puneños habrían generado el tercer nivel de agradación o deyección (Courtade, 1987; Collantes, 1989).

Sin embargo, en dicha región el clima a partir del 2500 A.P. es definitivamente húmedo como lo sugiere la presencia de un paleosuelo con horizonte argílico en el valle de Santa María (Strecker, 1987) y en el de Tafí (Sampietro, 1994), desarrollado sobre los sedimentos conglomerádicos neoholocenos y, aparentemente, contemporáneo con otra generalizada expansión glaciaria en América del Sur (Clapperton, 1994). Este periodo húmedo coincidiría igualmente con el periodo Formativo de las principales culturas pre-hispánicas del noroeste (Raffino, 1988) el que culmina aproximadamente en el 1200 A.P. (Berberian et al., 1988). El subsiguiente lapso de "silencio arqueológico" que media entre la terminación del periodo Formativo y el inicio de

los Desarrollos Regionales (800-600 A.P., Raffino, 1988), detectado en los Valles Calchaquíes y valles intermontanos australes del noroeste, habría sido influido por la llamada “Anomalía Medieval Árida”. Este periodo que cubre varias centurias y culmina aproximadamente en el 600 A.P., estuvo caracterizado tanto en California como en Patagonia (Stinie, 1994) por una extrema aridez que, por extensión, podría haber existido en el noroeste influyendo en la dinámica del poblamiento indígena. Los campos dunarios, generalmente estabilizados, que cubren los bolsones del noroeste podrían haberse generado o reactivado en dicho periodo (Sayago, 1999).

Estratigrafía de la Cordillera Oriental

-Formación Jujuy

Son conglomerados de gran espesor denominados “Estratos de Jujuy” o Formación Jujuy (Steinmann et al., 1904). Su espesor típico es de 400 metros (Turner, 1972) pero puede sobrepasar los mil metros en algunos lugares (Ruiz Huidobro, 1960). Se ha depositado en discordancia sobre el Grupo Chaco y en concordancia transicional sobre el Terciario Subandino. Su edad es Pleistoceno inferior, y se correlaciona con la Formación Ticucho del norte de Tucumán (Bossi, 1969).

-Tobas, basaltos y andesitas

Tobas poco consolidadas, efusiones basálticas olivínicas, etc. En general, los autores colocan a estas rocas en el Pleistoceno sensu lato.

-Formación Calvimonte

Constituye la unidad litoestratigráfica cuaternaria más antigua reconocida en el valle de Lerma (Gallardo et al., 1996) y fue depositada en el Pleistoceno medio. Corresponde a lo que varios autores denominaron “aluviones aterrizados” y “rodados aterrizados”, e incluye paleosuelos bien desarrollados y un banco de toba intercalado que fue datado en 330±10 ka (Pleistoceno medio). Se encontraron restos de mastodontes, megaterios y gliptodontes, junto con escasos gasterópodos. Gallardo y colaboradores interpretan a esta unidad como compuesta por depósitos de bajadas y abanicos aluviales.

-Formación Tajamar

Es un depósito lacustre depositado en discordancia sobre la Formación Calvimonte. Su espesor varía entre 20 y 40 metros y contiene una rica fauna de moluscos de agua dulce similar a la que vive en los cuerpos límnicos actuales, de lo que se deduce un clima similar al de hoy. En la parte superior de Tajamar se ha desarrollado un paleosuelo con un perfil que indicaría un ambiente emergido (en contraste con el lacustre del resto de la formación), caracterizado por agradación bajo un clima húmedo.

-Formación Urundel

En la cima de las Lomas de Medeiros, y en otras localidades del valle de Lerma, se conserva un cuerpo de loess que tiene amplio desarrollo en el flanco oriental de las sierras subandinas y Chaco salteño. Probablemente pertenecen a esta formación las "arcillas" que se explotan para la industria cerámica al sur de la ciudad de Salta. Parecen estar en concordancia sobre la Formación Tajamar. Su edad corresponde al estadio Isotópico 2.

-Formación La Viña

Es de ambiente aluvial, se apoya en discordancia erosiva, y levemente angular, sobre la Formación Tajamar. Esta discordancia llega a suprimir totalmente a la Formación Tajamar en el sur del valle de Lerma y se asienta directamente sobre la Formación Calvimonte. Esto representa un hiatus importante de tiempo. Ha sido datada en cien mil años, lo que coloca a la Formación Tajamar en el Pleistoceno medio con razonable probabilidad. La Viña tiene amplia distribución en el valle de Lerma y de acuerdo a las dataciones absolutas abarca todo el Pleistoceno superior y parte del Holoceno. Tiene fuertes variaciones laterales y verticales en su composición, básicamente contrastan facies clásticas gruesas y finas.

En algunos sectores aparecen, en la parte media de la formación, dos paleosuelos rojizos, con un espesor de todo el complejo del orden de los diez metros, y que contienen gasterópodos y trozos de carbón vegetal. En el techo de esta formación se obtuvieron restos arqueológicos consistentes en vasijas, trozos de cerámicas y otros, que marcan una fecha de dos a tres mil años de antigüedad.

Gallardo et al. (1996) colocan en la Formación La Viña a todos los depósitos que ocupan el centro del valle de Lerma, forman terrazas bajas y son cortados por los cauces actuales de arroyos y cárcavas. Las dataciones absolutas indican una edad de 100 ± 4 ka AP para una ceniza en la base y 5130 ± 250 años AP y 3920 ± 190 años AP cerca del techo (Malamud et al., 1996).

-Formación El Volcán-Tumbaya

Esta formación ha sido generada por un flujo de barro de gran volumen, que formó un lago por endicamiento del valle del río Grande de Jujuy. Está integrada por una facies lacustre y una facies de conglomerado. La primera está compuesta por 6 metros de espesor de limo y arcilla en estratos finos y láminas planas, paralelas, horizontales (Ramonell et al., 1993), lo que indica que ese cuerpo de agua persistió durante un considerable intervalo de tiempo y, que el caudal del río Grande era considerablemente más bajo que el actual. El techo de esta formación forma el fondo del valle actual del río, es una superficie plana, horizontal, sin microrrelieve visible. Estos sedimentos se habrían acumulado durante el Holoceno superior.

Estratigrafía de las sierras subandinas

Las formaciones sedimentarias cuaternarias de esta provincia geológica son en general las mismas que las que se encuentran en los valles de la Cordillera Oriental, constituidas por sedimentos gruesos y muy gruesos en el Pleistoceno inferior, depósitos lacustres y conglomerados en el resto de la columna y una intercalación loésica (Fm Urundel) en el Pleistoceno superior. Debido a su menor altura y a su ubicación geográfica, el loess es más extendido y los torrentes de barro son aquí más importantes.

-Formación Urundel

Ésta presenta características particulares según la localidad que se analice:

Al norte de la localidad de Urundel, en la provincia de Salta, se ubica su perfil tipo. Presenta casi 12 metros de espesor, es principalmente un loess en el cual alternan niveles limo arenosos, o arenosos muy finos y predominan los colores marrones. Pueden o no presentar concreciones de carbonato de calcio de menos de 1 centímetro de diámetro y distribución irregular. También se observan escasos fragmentos tamaño grava compuestos por arena friable, indicando esporádicas avenidas aluviales en algunos niveles.

Aguas abajo el perfil sigue básicamente igual, con las intercalaciones aluviales variando entre arena y limo estratificado y la facies loésica masiva alcanza en partes a 6 o 7 metros de espesor; en otros lugares se presenta en sets poco definidos de 2 a 3 metros de espesor. Morfológicamente, esta formación cubre la terraza alta del arroyo local, llamado Arroyo Seco.

En la localidad de Embarcación (Salta) la Fm Urundel cubre el paisaje de colinas convexas, tipo "media naranja", que se extiende al oeste del pueblo. Tiene 10 metros de espesor de loess masivo, compuesto por limo con un contenido relativamente alto de arena muy fina y sin arcilla, presenta concreciones de carbonato de calcio, es de color castaño amarillento y forma taludes verticales. La descripción de campo del perfil indica sectores de limo puro y bolsones de 10 a 25 centímetros de espesor (y escasa proyección lateral) con alto contenido de arena muy fina, los que pueden ser interpretados como crotovinas.

En una cárcava localizada 5 kilómetros al sur de Embarcación, aflora la Fm Urundel con 6 a 8 metros de espesor sobre 2 metros de espesor de rodados y gravas de la Formación Jujuy, que yace en discordancia erosiva sobre el Terciario Subandino. En otros lugares, aparece el sedimento loésico al pie de la barranca, formando el piso de arroyos y cárcavas, masivo, conteniendo cantos rodados aislados erráticamente en la masa sedimentaria; aunque a primera vista ese diamicto puede prestarse a confusión, se trata realmente de un material retransportado y no la propia Formación Urundel.

De la Fm Urundel se han obtenido dos edades: 16900±250 años C14 AP (sobre madera) para la sección central del perfil tipo y 27.000 años (por termoluminiscencia) en la localidad de Pluma de Pato, en el Chaco salteño, donde cubre la planicie con varios metros de espesor.

Procesos gravitacionales

La estratigrafía de los valles de la Cordillera Oriental está fuertemente influenciada por la dinámica de los movimientos en masa (en las Sierras Subandinas el fenómeno es más acentuado). Estos procesos (flujos de barro fundamentalmente) se ven favorecidos por el plegamiento de los estratos más antiguos, la petrología de los mismos, la mineralogía de las arcillas neoformadas y el clima tropical de la región. Se registran desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad, pudiendo ser de enorme magnitud o flujos de barro menores como los que ocurren en la Quebrada de Humahuaca y en otros valles de la Cordillera Oriental, tanto en Argentina como en Bolivia. A continuación se mencionan algunos de estos eventos ocurridos durante el Cuaternario:

El sistema actual más conocido es el generado por “**El Volcán**”, una pequeña cuenca de 60 Km² localizada en la Quebrada de Humahuaca (Jujuy). En dicha área los excedentes hídricos no fluyen normalmente pendiente abajo, sino que son absorbidos por arcillas expansivas que componen rocas previamente disgregadas. Se trata de una cuenca de forma trapezoidal compuesta por tres zonas (González Díaz y Fauque, 1987). Una “zona de erosión” en las cabecezas, en la que afloran rocas metamórficas y sedimentarias muy diagenizadas, que es donde se producen frecuentes derrumbes y avalanchas. Un “canal de transporte”, en el sector medio, de 6 kilómetros de longitud y muy encajonado. Y una “zona de acumulación” en forma de abanico, compuesta por conglomerados y fanglomerados que se depositaron a partir de flujos de barro, que se originan en la zona de erosión durante las lluvias de verano. Los episodios de endicamiento del río Grande ocurren esporádicamente y con diferentes intensidades provocando inundaciones en la localidad de El Volcán (como en 1945) o interrumpiendo los accesos (vías y rutas).

En el sector sur de la **sierra de Aguaragüe** (Sierras Subandinas salteñas), se produjo en 1984 un torrente de barro de gran tamaño. González Díaz y Malagnino (1990) determinaron una serie de factores desencadenantes y también la sucesión de eventos que actuaron en forma simultánea o sucesiva. En el sector serrano fueron avalanchas de detritos, deslizamientos planares y rotacionales y caídas de rocas. En el piedemonte se sucedieron dos fases diferentes: la primera produjo una enorme acumulación de detritos sobre y al pie de las pendientes serranas y la segunda fue un flujo denso generalizado, provocado por una lluvia extraordinaria, que se desplazó por los canales principales de los abanicos aluviales.

Durante parte del Pleistoceno, **el valle de Lerma (Salta)** estuvo ocupado por un extenso lago (800 a 1300 Km² de superficie) de agua dulce, originado por el endicamiento provocado por una corriente de barro (Malamud et al., 1996).

Luego de la deformación tectónica (ocurrida antes de $1,3 \pm 0,2$ Ma) se habrían implantado sistemas fluviales (Fm Calvimonte) y lacustres (Lago Lerma) cuyos depósitos se acumularon durante todo el Pleistoceno medio (desde 780 ± 100 hasta 100 ka A.P.). La sedimentación lacustre fue de arcillas laminadas en facies rítmicas en las cuales se alternan láminas delgadas

(escasos milímetros hasta 1 cm de espesor) blancas y oscuras. Las ritmitas reflejarían eventos de 1 a 10 años de duración, es decir cambios estacionales o bien eventos El Niño.

El Cuaternario de la Puna

La Puna es el sector argentino del Altiplano Sudamericano, tiene una extensión norte-sur de más de 550 kilómetros (desde el cerro Branqui hasta la cordillera de San Buenaventura) y un ancho máximo de 250 kilómetros al oeste de San Miguel de Tucumán. Se trata de una región elevada, formada por cordones montañosos de hasta más de 5000 metros de altura y valles amplios ubicados entre 3500 y 4000 metros sobre el nivel del mar. Movimientos neotectónicos han formado varias cuencas endorreicas, donde se desarrollaron lagos que luego se transformaron en salinas y barreales durante los climas secos. En todas esas depresiones se conservan las paleo-riberas de los antiguos lagos en cotas más elevadas, por ejemplo en los salares de Hombre Muerto, Antofalla y Arizaro (Figura 11.9). Las montañas en la Puna tienen orientación general norte-sur y en general se trata de bloques basculados, de manera que los valles intermontanos son asimétricos en su mayoría. A este estilo paisajístico se agregaron como nuevos elementos morfológicos las construcciones volcánicas emplazadas sobre el relieve preexistente, lo que contribuyó a acentuar las irregularidades originales (Sayago, 1999, Figura 11.6).

En las áreas de Jujuy y Salta, la acumulación sedimentaria en las depresiones ha uniformado las superficies de las salinas entre 3500 y 3800 metros de altura, mientras las cimas de las sierras ascienden entre 4500 y 5000 metros sobre el nivel del mar (Igarzábal, 1991); y en la provincia de Catamarca las alturas son mayores.

En las laderas de las montañas se han formado, durante el Cuaternario, numerosos abanicos aluviales durante los climas húmedos y pedimentos durante los secos (existiendo por lo menos tres de ellos). Las glaciaciones han sido muy reducidas (pequeños glaciares de circo) debido a la sequedad general de la región (Figura 11.5); por el contrario, los procesos periglaciales son generalizados y muy activos. Lo mismo ocurre con la meteorización física y química producida por las acciones haloclásticas y corrosivas, que desagregan intensamente los clastos sedimentarios que son transportados hasta los barreales y salinas (Igarzábal, 1999).

Durante el Cuaternario la Puna ha estado dividida en siete bolsones, que tuvieron un desarrollo sedimentario y morfológico similar. Todos ellos forman cuencas endorreicas, a excepción del Río Grande de San Juan el cual fluye hacia el norte, entran en el Altiplano Sur de Bolivia y forma parte de la alta cuenca del río Pilcomayo.

Mientras el Pleistoceno se caracterizó por una generalizada uniformidad morfogenética producto de una moderada participación de la humedad y correlativa disponibilidad de caudales de escurrimiento, el Holoceno, característicamente seco, vio interrumpida su evolución por pulsos de corta duración de mayor humedad. Estos cambios en el clima se ven reflejados en sedimentos de orígenes dispares como glaciarios, criogénicos, torrenciales, lacustres, fluviales, eólicos, de playa y químicos.

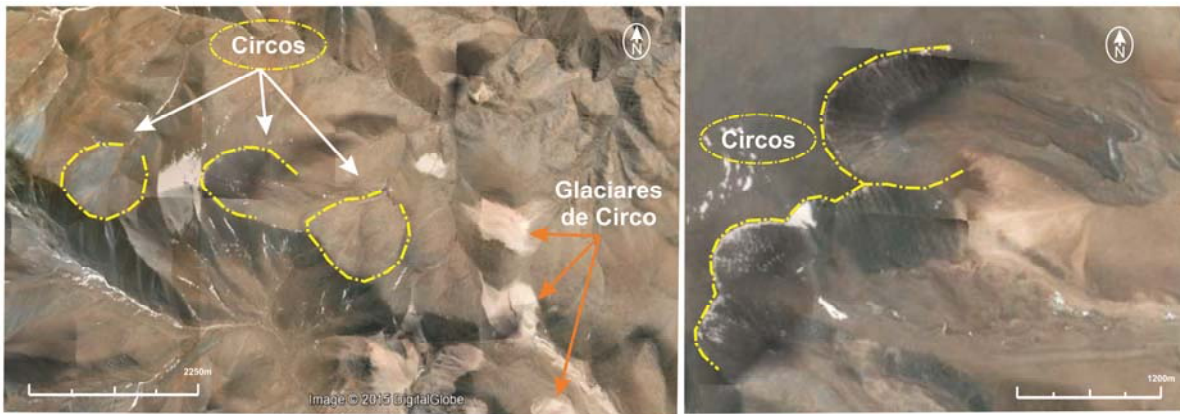


Figura 11.5: Presencia de circos y glaciares de circo entre las provincias de Salta y Jujuy. Imágenes modificadas de Google Earth, DigitalGlobe

Estructuración y vulcanismo

El relieve de la Puna Argentina se ha visto modificado como consecuencia de los procesos orogénicos originados por los Movimientos Ándicos (Groeber, 1947) que condujeron a la estructuración que controló la sedimentación y el vulcanismo Cenozoico. Según Salfity et al. (1984) estos movimientos, que finalizan con la fase Diaguita (Pleistoceno Temprano), dislocaron el zócalo constituido esencialmente por sedimentos paleozoicos y cretácicos. Las fases iniciales terciarias (Incaica, Pehuenche y Quechuas) originaron lineamientos estructurales orientados de ONO-ESE y NO-SE, los que se consideran fallamientos transcurrentes y que se comportaron como altos estructurales. La fase Diaguita volvió a disturbar el zócalo a través de la movilidad diferencial de bloques afectados por fallas inversas de alto ángulo y orientación submeridiana (Figura 11.3).

Como ocurriera en el Terciario, con la descompresión de los altos estructurales que facilitaron el vulcanismo contemporáneo, también el alivio compresivo de las estructuras pleistocenas permitió una intensa efusividad que provocó el emplazamiento de la Cordillera Occidental, compuesta por los más potentes estratovolcanes de la región (Figura 11.8). El vulcanismo cuaternario culminó con la efusión de basaltos olivínicos, como los expuestos en los volcanes Negro de Chorrillos y Tuzgle al oeste y noroeste de San Antonio de los Cobres, para los que Schwab y Lippolt (1974) dataron por K/Ar en $0,1 \pm 0,3$ Ma para el primero y $0,2 \pm 0,15$ Ma para el segundo, es decir, con neta correspondencia cronológica cuaternaria.

Lo esencial del vulcanismo cuaternario tiene su máxima expresión en la Cordillera Occidental pero en el interior de la Puna hay aparatos, tales como San Gerónimo y Negro de Chorrillos. González (1984) describió la unidad ignimbrítica "Ojo de Ratones" en el sur de Salta. Esta consiste en una secuencia de ignimbritas de unos 65 metros de espesor visible, provenientes de la caldera volcánica del cerro Galán (Figura 11.6.B), con edades que varían entre 5,2 Ma. y 2,5 Ma, o sea alcanzando la base del Cuaternario.

El tiempo postdiaguitico no está caracterizado por una quietud absoluta, sino que han ocurrido una serie de anomalías morfológicas que indican que aún está presente una actividad tectónica residual. En la Puna argentina esa tectónica es tan reciente como que la reactivación de fracturas disturba costras evaporíticas holocenas (salar de Pastos Grandes), o sedimentos lacustres pleistocenos puestos en terrazas (laguna de Pozuelos; Figura 11.9). Otro hecho que

hace evidente los ajustes tectónicos recientes está señalado por el escurrimiento en direcciones determinadas sobre la superficie de la mayoría de los salares, indicativo del basculamiento de los bloques sobre los que asientan los rellenos de las cuencas evaporíticas.

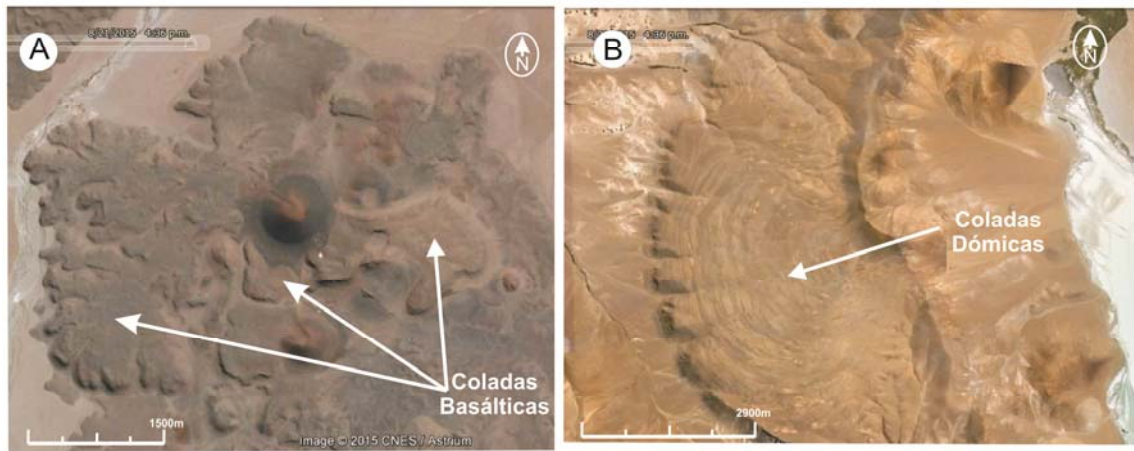


Figura 11.6: Ambas imágenes pertenecen a la provincia de Catamarca. A: Coladas basálticas con buenos rasgos de fluidalidad, se observan diferentes generaciones de coladas y en la parte central hay dos conos de cenizas producto de la actividad explosiva. B: Coladas dómicas donde se destacan corrugaciones resultado del flujo de la lava, esta colada se emite de la base de una gran caldera (Co. Galán). Imágenes modificadas de Google Earth, DigitalGlobe

Esquema general

El Cuaternario en la Puna está representado por rocas volcánicas y depósitos piroclásticos, además de acumulaciones aluviales y depósitos intermontanos, entre los cuales se destacan las evaporitas (Turner y Mendez, 1979). A continuación se mencionan algunas de las particularidades que presentan los sedimentos más característicos de la región.

-Dacitas y sus tobas

Entre las rocas volcánicas del Cuaternario Inferior figuran las dacitas y tobas que afloran principalmente en la mitad occidental de la Puna. Las dacitas (roca predominante) son de color blancuzco y grisáceo rosado; están integradas por plagioclasa, andesina básica, cuarzo y biotita, con una pasta constituida por un intercrecimiento compacto de cuarzo y plagioclasa. Esta asociación de rocas volcánicas está ubicada en la base del Cuaternario, y en el Plioceno superior.

- Andesitas A y sus tobas y Andesitas B y sus tobas

Se trata de rocas provenientes de erupciones posteriores a las dacitas. De acuerdo a la posición morfológica que ocupan pueden subdividirse en dos episodios, uno más antiguo que el otro. Cubren una superficie mucho mayor que las dacitas y sus tobas. Las andesitas B tienen una extensión muy superior y ocupan una posición topográfica más alta, sobre todo en la parte occidental de la Puna. Forman los estratovolcanes grandes como el Antofalla, Calalaste y Tebenquincho Grande (entre otros). Se les atribuye una edad Pleistocena inferior.

-Tobas dacíticas

Se encuentran sobreyaciendo a los materiales de las andesitas A y B. Cubren una gran superficie en el Oeste de la Puna, son de edad Pleistoceno inferior.

-Fenobasaltos

Constituyen la última manifestación de rocas volcánicas en la Puna. Son volcanes bien conservados, ubicados principalmente en la divisoria de aguas, ocasionalmente más al este (Antofagasta de la Sierra, Carachi Pampa). Cubren y están cubiertos por depósitos aluviales, y no han sido afectados por la glaciación, encontrándose alineados generalmente a lo largo de fallas. (Figura 11.6.A)

-Depósitos aluviales y glaciales

Los sedimentos poco consolidados que cubren la mayor parte de la región están compuestos por tres o más niveles de terrazas y corresponden a depósitos de bolsón, de conos aluviales y gravas de terrazas. Turner y Méndez (1979) distinguieron tres unidades: la primera de ellas (la más antigua) está integrada en su mayor parte por sedimentos arenosos con intercalaciones arcillosas y numerosas capas conglomerádicas. Esta unidad descansa mediante una discordancia evidente sobre las rocas preexistentes. Tiene 250 metros de espesor y constituye las terrazas más altas. Se le asigna edad Pleistoceno inferior.

La segunda unidad está constituida por sedimentos clásticos y químicos (calizas y evaporitas). Los sedimentos clásticos son arenosos con intercalaciones arcillosas y también numerosos estratos conglomerádicos. Tiene forma de terraza y posee estratificación muy pobre, con un espesor de alrededor de 100 metros. Los sedimentos químicos pueden formar concreciones relacionadas con fenómenos hidrotermales de la última fase del vulcanismo andino.

Las evaporitas fueron estudiadas por Igarzábal (1984), quien determinó que las rocas están depositadas en cuerpos lacustres formados a principios del Pleistoceno y que tuvieron una historia de desecamiento progresivo hasta culminar en climas áridos e hiperáridos del Pleistoceno superior y Holoceno. La mayor parte de volumen de sal proviene de evaporitas terciarias de la región. Los cuerpos salinos siguen evolucionando en la actualidad.

La tercera unidad está compuesta por depósitos holocenos, en su mayoría arenas y arcillas, con intercalaciones de rodados formando conos aluviales. Por lo general se trata de materiales antiguos retrabajados. En numerosas localidades estos depósitos están cubiertos por médanos, los que constituyen un rasgo de acumulación de gran extensión como el campo de dunas barjanoideas (Figura 11.7) entre Salinas Grandes y laguna de Guayatayoc, en la Puna jujeña.

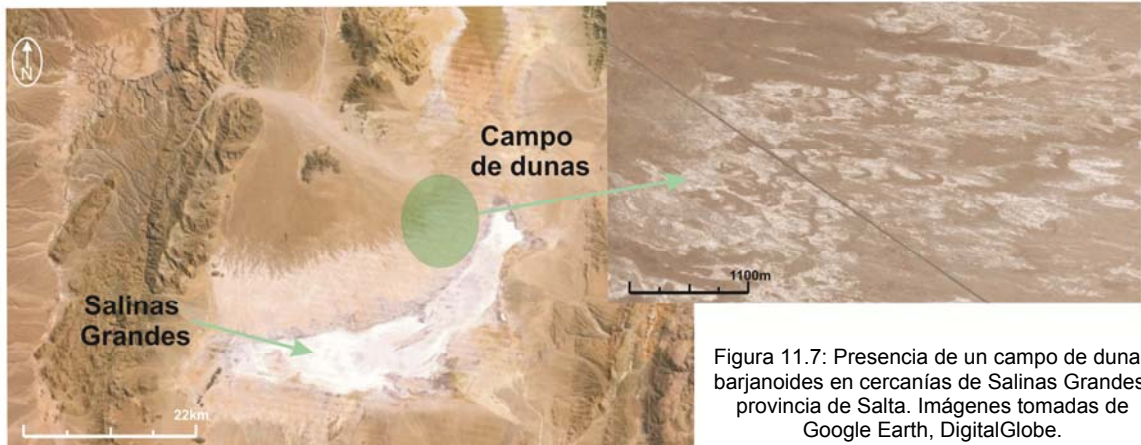


Figura 11.7: Presencia de un campo de dunas barjanoides en cercanías de Salinas Grandes, provincia de Salta. Imágenes tomadas de Google Earth, DigitalGlobe.

Las evidencias del único evento glacial ocurrido en el área sólo se registran por encima de los 4000 m (cerros Queva, Granadas, Macón, Galán, Archibarca, Lullailaco y Socompa) (Hasternrath, 1971). En ellos se observan escasos remanentes morénicos, los que normalmente son removidos como flujos detríticos (Igarzábal, 1981). No se conocen dataciones radiométricas para estos sedimentos pero existe coincidente opinión en que se trataría de una única glaciación asignada al Pleistoceno tardío (Aceñolaza y Toselli, 1981). También se registran en la Puna, en altitudes superiores a los 5000 metros, fenómenos de remoción en masa constituidos por derrumbes, deslizamientos y flujos de barro; la mayoría de ellos tiene edad holocena.

Los estudios palinológicos ofrecen una interesante versión de los sucesivos climas holocenos de la Cordillera Oriental y la Puna (Markgraf, 1984):

- Una primera fase entre 10.000 y 7.500 años AP algo más húmeda y fría que el clima actual, con incremento de las precipitaciones en verano.
- Una segunda fase muy árida entre 7.500 y 4.000 años AP.
- Una tercera fase desde 4.000 años AP hasta el presente, con las actuales condiciones.

La autora especula que las diferencias en precipitación se deben a variaciones seculares en los vientos del este. Este esquema está basado en perfiles polínicos, que son coincidentes con argumentos geológicos y arqueológicos (Iriando, 1993; Ramonell et al., 1993). Otro cuadro ambiental para el Cuaternario, que incluye también a toda la provincia de Tucumán y se basa en varias disciplinas fue presentado por Sayago (1999).



Figura 11.8: Imagen del sector del Salar del Rincón (Salta) donde se observan al norte la bajada y playa (piedemonte) y al sur algunos volcanes cuaternarios. Imagen modificada de Google Earth, DigitalGlobe

El registro sedimentario

Los bolsones han recibido importantes volúmenes de sedimentos clásticos y químicos a lo largo del Cuaternario, los primeros aportes que recibieron fueron sedimentos gruesos y muy gruesos procedentes de la denudación de las montañas perimetrales y compone el mayor volumen de los estratos cuaternarios. Las eyecciones volcánicas también contribuyeron en las columnas estratigráficas en estas cuencas (Igarzábal, 1999). Evidentemente, los materiales gruesos indican climas húmedos, con caudales de agua suficientes para movilizar clastos grandes.

Gradualmente, los sedimentos gruesos pasan hacia arriba a depósitos de gravas y arena, sincrónicos con la actividad glacial en altura. En las áreas centrales de los bolsones se pueden reconocer líneas de paleoriberas (Figura 11.9). En esa posición, coronando el depósito lacustre, aparecen niveles de calizas estromatolíticas datados en 27.000 +/-240 años C¹⁴B.P.

Los rasgos geomorfológicos responden a los cambios climáticos ocurridos en la Puna (Igarzábal, 1999). Los períodos más húmedos se manifiestan en el desarrollo de planos de piedemontes (dos en total) en las laderas de las montañas, los que se correlacionan con potentes conos aluviales sincrónicos con las líneas de paleoriberas de los depósitos lacustres. Por otro lado los periodos secos como el actual favorecieron el desarrollo de depósitos evaporíticos en los

numerosos salares, los que constituyen un 30 % de los sedimentos cuaternarios aflorantes, cubriendo una superficie de aproximadamente 5.000 Km².

Los rellenos evaporíticos muestran persistentes intercalaciones de material cinerítico, lo que indica un sincronismo de los depósitos salinos con las manifestaciones del volcanismo regional.

Los períodos secos, y su sedimentación evaporítica, fueron interrumpidos por un episodio de ligera mayor humedad climática que provocó la formación de cuerpos lacustres, los que ocuparon las depresiones y se superpusieron a los depósitos salinos. En todos los salares están presentes los remanentes de esta fase lacustre, con espesores variables de hasta 20 m. Se carece de asignación temporal precisa para estos depósitos pero, por su inmadurez y por no tener por encima otras entidades litológicas, se los considera de edad reciente, no mayor de 2000 o 3000 años.

A continuación ejemplificaremos la estratigrafía de la Puna con algunos sectores característicos.

Cuaternario del Bolsón de Pozuelos

De acuerdo a Igarzábal (1999), la depresión de Pozuelos, en la Provincia de Jujuy, es un área típica de la Puna y se enmarca en las características de un "bolsón lineal", tectónicamente delimitado en la casi totalidad de su perímetro. Si bien ese estilo tectónico en fosas y pilares acabó por definirse en el diastrofismo de la Fase Diaguita, se reconocen evidencias que ponen de manifiesto efectos neotectónicos.

El centro de la depresión está ocupado por un cuerpo de agua libre salada, la laguna de Pozuelos (Figura 11.9), actual remanente de un cuerpo diez veces mayor que alcanzó su óptimo desarrollo durante el Pleistoceno coincidiendo con la máxima expansión glaciaria regional que afectó casi exclusivamente la sierra de Santa Victoria. La actual laguna, elongada en el rumbo

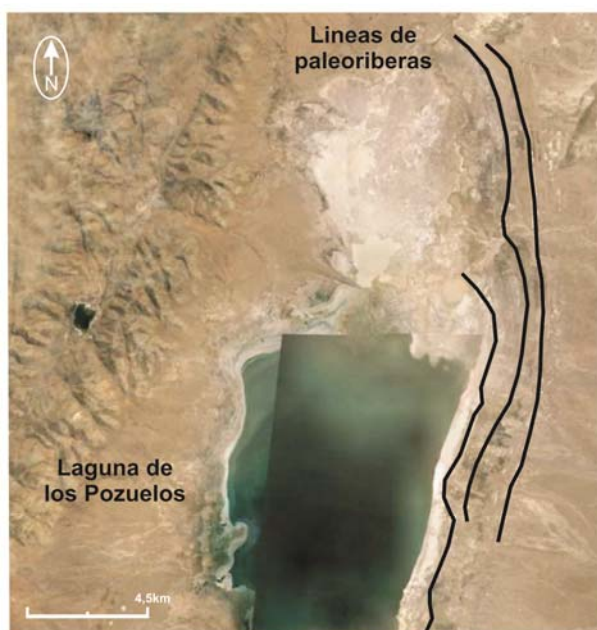


Figura 11.9: Imagen de la depresión de Pozuelos en la provincia de Jujuy, en donde se destaca la presencia de la laguna homónima y algunas de la líneas de paleoriberas que pueden observarse en la zona. Imagen modificada de Google Earth, DigitalGlobe.

de la depresión tectónica, recibe a los ríos Sta. Catalina y Cincel, de escurrimiento permanente por el Norte y Sur respectivamente.

Sedimentación y formas asociadas

Aunque por el carácter cerrado de la cuenca la mayor parte del relleno de la depresión permanece oculto, algunos laboreos mineros permiten reconocer las acumulaciones de base consistentes en sedimentos torrenciales que, se estima, fueron acumulados a partir de una intensa crioclastia que puso en marcha el enfriamiento regional, no glaciario, en la Puna.

El carácter esencialmente pelítico de las sedimentitas paleozoicas facilitó la producción de abundantes fracciones finas que, auxiliadas por acciones de remoción en masa fundamentalmente fluviales, alcanzaron el centro de la depresión, en la que se concentraron en un cuerpo lacustre embrionario. Por entonces, durante el Pleistoceno, las condiciones climáticas solo eran ligeramente más frías y húmedas que la actual, con moderada cantidad de precipitaciones. Al término de este tiempo, los lagos habrían alcanzado su máxima expansión.

La sierra de Santa Victoria, que muestra inequívocas señales de glaciación, aportó con su descongelamiento caudales a las cuencas de los ríos Pilcomayo y Bermejo, pero no a la Puna.

Como una continuidad de la condición climática fría y seca con que ocurrió la transición del periodo Plioceno al Pleistoceno, se elaboraron extensos planos de glaciares de denudación, cuyos remanentes aterrizados se exponen en el extremo norte y suroeste de la depresión.

Aunque el mayor humedecimiento del Pleistoceno afectó en forma generalizada a la Puna argentina, su sector septentrional, hasta los salares de Alaroz y Cauchari, fue el más beneficiado como lo demuestran las paleolíneas de riberas que se observan en las depresiones de Guayatayoc, Salinas Grandes, los salares primeramente señalados y en especial en Pozuelos (Figura 11.9).

Con ese máximo nivel de expansión y como respuesta a la moderada abundancia de caudales, en las descargas de las quebradas del relieve montañoso se organizaron depósitos pedemontanos. Los conos aluviales más importantes alcanzaron las márgenes del lago, e incluso sus acarrees más finos las penetraron a modo de pequeños depósitos de deltas lacustres.

El espesor total de sedimentos lacustres se estima entre 30 y 50 m en la parte central. En cambio, a partir de la reconstrucción de líneas de paleoriberas (Figura 11.9) se estimó que la laguna habría alcanzado una extensión mayor, entre 60 a 70 km con una superficie equivalente a los 300 km².

Presumiblemente la retracción lacustre que se inició en el Pleistoceno superior no fue persistente y continúa hasta su virtual agotamiento. No obstante fue lo suficientemente rápida como para generar un cambio radical de la fisonomía del relieve.

Igarzábal (1978) describe en Pozuelos, depósitos sedimentarios del Pleistoceno inferior, medio, superior y también holocenos:

a) Pleistoceno inferior: Son extensos abanicos aluviales y pedimentos desarrollados al pie de las montañas periféricas, y son los materiales más extendidos de la depresión. El abanico más importante fue formado por el río Guayatayoc.

En el sector sudoeste del bolsón se conservan dos niveles de pedimento, separados por un escalón de perfil cóncavo de veinte metros de desnivel. Están desarrollados en rocas terciarias.

b) Pleistoceno medio: Ocurrió una pedimentación generalizada que se conserva en casi todo el perímetro de la depresión, y el sistema fue calificado como “glacis de pie de monte”.

Su superficie está recorrida por numerosos cauces efímeros de fondo chato. La pendiente inicial (junto a la montaña) es de 3 a 4 grados, disminuyendo hasta casi la horizontal hacia el centro de la depresión. El pedimento finaliza en una línea de ribera lacustre bien entallada, a unos tres kilómetros del frente de la montaña que constituye la máxima expansión lacustre. Los sedimentos lacustres cubren los sectores distales del pedimento y de los abanicos de pie de monte.

c) Pleistoceno superior: Está caracterizado por formas y productos periglaciales, tales como mantos de turba con evidencias de crioturbación. También aparecen suelos poligonales con grietas rellenas por los materiales desagregados de la superficie. En algunos sectores aparecen estructuras formadas por cuñas de hielo y en otros lóbulos de soliflucción de la misma edad. Al pie de la sierra de la Rinconada existen posibles glaciares de roca de pequeño tamaño. También se observan dos niveles de terraza lacustre. En su última publicación (1999) Igarzábal menciona una edad C14 de 27.000±240 años para las calizas estromatolíticas ubicadas en la parte superior del depósito lacustre.

d) Holoceno: Está caracterizado por la sedimentación de gravas aluviales y arenas eólicas, y por la retracción del nivel de la laguna. Las arenas eólicas formaron campos de dunas (Figura 11.7) a lo largo de las riberas lacustres.

El Salar del Hombre Muerto

El Salar de Hombre Muerto constituye un sistema típico del extremo sur de la Puna, caracterizado por cotas 500 metros más altas que las del norte jujeño, y precipitaciones actuales inferiores a 100 milímetros anuales. Este salar está ubicado a 4100 metros de altitud y es uno de los más extensos de la Puna (600 Km²). Está formado por dos cuerpos parcialmente conectados. La cuenca está formada por rocas volcánicas neógenas, los depósitos cuaternarios están representados por sedimentos clásticos, evaporíticos y rocas volcánicas basálticas de la Formación Incahuasi.

Godfrey et al. (1997) extrajeron un testigo de 40,7 m; a partir del análisis del mismo los autores no encontraron evidencia de la existencia de lagos de agua dulce durante los últimos 85.000 años en la zona. Pero reconocieron la existencia de cuatro ciclos de depósitos de lagos salinos asociados a cambios climáticos, desde intervalos húmedos (lagos salinos) hasta intervalos secos, parecidos a la actualidad.

El Cuaternario en otros sectores del NOA

Se trata de regiones de alta montaña en general, que fueron sometidas a climas severos (fríos y secos a subhúmedos) a lo largo de todo el Cuaternario. El proceso dominante es la meteorización física y la remoción en masa en todas sus variedades. Esto produce enormes volúmenes de escombros de talud con características petrográficas, granulométricas y de acumulación que dependen de la litología de la roca afectada, su posición y fracturamiento tectónico, además de la topografía local. En general, estos procesos no han sido utilizados para reconstruir la historia cuaternaria de la región (Iriondo, 2010).

En la Cordillera Frontal, los depósitos cuaternarios prácticamente no están representados, cobrando importancia en el margen pedemontano oriental, conformados por sedimentos aluviales gruesos, formando terrazas, intercalándose depósitos piroclásticos.

En la Precordillera, los principales depósitos cuaternarios están representados por niveles de pie de monte en los valles que marginan al O y E, conformados por conglomerados gruesos y también se observan limos, limos arcillosos y depósitos lacustres en los ríos, arroyos y cuencas cerradas del sistema.

Particularmente se pueden mencionar los depósitos pleistocenos de orígenes aluviales, extensos y potentes, que se encuentran en la zona de transición con la Puna, en El Leoncito y El Fandango (La Rioja), a unos 4000 metros de altitud. Esos eventos cuaternarios se correlacionan con el ambiente puneño. En esta zona se reconocen también vulcanitas pleistocenas que cubren grandes áreas en la Cordillera Frontal; en La Rioja se destaca la Formación Cerro Veladero (Marcos et al., 1971), compuesta por andesitas hornblendíferas, basaltos, tobas, tufitas y brechas; este ciclo efusivo se correlaciona con la Puna.

En Cordillera Frontal de San Juan y La Rioja se reconocen evidencias de vulcanismo pleistoceno, representado por la Formación Tórtola (andesitas básicas y riolitas) (Aparicio, 1975). Mientras, los principales depósitos de la Precordillera en esta zona están representados por conglomerados gruesos muy poco diagenizados, cuyos principales remanentes se conservan en la región de La Punilla, considerados allí como parte de una extensa bajada, cuyas nacientes se remontan a la Cordillera Frontal (Furque y Cuerda, 1979).

Las Sierras Pampeanas Occidentales presentan sedimentos fluviales, conglomerados y arenas friables, adosados a los frentes montañosos y constituyendo extensas bajadas.

La provincia de Tucumán comprende un ambiente de llanura, en su mitad oriental y de mon-



Figura 11.10: Abanico ubicado al SW del cordón de Velasco en la provincia de La Rioja.

tañas y cuencas intermontanas en su mitad occidental, y se han reconocido distintas zonas. 1) La Llanura ondulada: ocupa la porción N de la llanura y el material superficial está compuesto por loess de hasta 5 m de espesor alternando con arenas fluviales, que se conocen como Fm Tucumán. 2) El Piedemonte de los cordones principales: constituyen la transición entre la zona montañosa y la llanura oriental, destacándose los glacis y abanicos aluviales (Figura 11.10) y valles. 3) La Llanura aluvial: corresponden a formas fluviales de cursos provenientes de los cordones principales. Al igual que la anterior alternan depósitos fluviales con loess primario y retrabajado. (Sayago et al., 1998).

El Río Desaguadero

El río Desaguadero ha sido el colector fluvial de los Andes Centrales a lo largo de todo el Cuaternario y constituye el principal sistema de transporte de los sedimentos clásticos y químicos de esa región al océano Atlántico. Actualmente se encuentra bajo clima seco y muy seco; sin embargo, hay elementos sedimentarios y geomorfológicos que indican que existieron épocas, particularmente en el Pleistoceno inferior, en que su caudal fue semejante a la descarga actual del río Paraná, por ello se lo describe aquí con cierta extensión.

Su cuenca actual tiene una superficie de 248.000 Km² y se extiende desde Catamarca hasta su desembocadura en el río Colorado en la provincia de La Pampa. La vía fluvial completa mide 1518 kilómetros de extensión desde las nacientes en el cerro Pissis (6779 metros de altura) hasta la desembocadura, y su colector propiamente dicho mide más de 900 kilómetros de longitud. Aproximadamente 150.000 Km² de esta cuenca están ubicados por encima de los mil metros de altitud, lo que dejó una extensa superficie sujeta a criogénesis durante los períodos fríos del Cuaternario. Dicho fenómeno actúa en grandes áreas incluso en épocas cálidas como la actual, pues más de 15.000 Km² están en alturas superiores a los 3.000 metros.

Esta cuenca se divide en cuatro partes; pero nos concentraremos en la cuenca superior ya que se encuentra en nuestra zona de interés. La cuenca superior incluye un sector importante de alta cordillera, drenada por el río Blanco-Jáchal, y un área de menor altura que recibe los aportes hídricos y sedimentarios de la sierra de Famatina, los únicos que no pertenecen al dominio andino. El colector recibe allí el nombre de Río Bermejo. A la altura de Villa Unión fluye por un valle de 40 kilómetros de ancho relleno por depósitos cuaternarios, la mayor parte de los cuales son abanicos aluviales del flanco occidental del Famatina (de composición granítica) y en menor medida abanicos aluviales del flanco oriental del cordón cordillerano de Maz. De Alba (1954) distingue dos grupos diferentes y de distinta edad, los más antiguos son abanicos aluviales y "conglomerados horizontales" de edad Pleistoceno inferior, que cubren discordantemente sedimentos triásicos o terciarios. Los más modernos (Pleistocenos superiores) constituyen una delgada cubierta de rodados y arenas que transportan los ríos y arroyos. El colector, llamado indistintamente Bermejo o Vinchina en esa área, fluye embutido en una terraza bien

formada de 1,5 a 6 kilómetros de ancho, De Alba (1979) menciona genéricamente “varias terrazas” cuaternarias en la región.

El Valle de Antinaco - Los Colorados

En el centro de la provincia de La Rioja se ubica la depresión tectónica denominada Valle de Antinaco - Los Colorados. Las serranías que limitan esta depresión son las sierras de Velasco al E y las de Famatina, Sañogasta, Paimán, Vilgo y de Paganzo al O, formando parte de los sistemas de Sierras Pampeanas y de Famatina respectivamente (Ramos 1999).

El contexto geomorfológico regional corresponde a dos sistemas montañosos con cuencas de drenaje escurriendo hacia la depresión central, generándose al pie de los mismos extensos depósitos pedemontanos representados por abanicos aluviales individuales o coalescentes de diferentes edades, activos e inactivos (sometidos a procesos de erosión) y niveles de pedimentos (Fucks, et al., 2014). En este ambiente se han podido discriminar las siguientes unidades generadas en el cuaternario (Figura 11.11):

Sistemas serranos: los sectores más elevados de la Sierra de Famatina presentan rasgos de erosión y acumulación glacial (Turner 1964), encontrándose en la actualidad masas de hielo sepultados por detritos.

Piedemonte o Bajada: Estas morfologías constituyen los ámbitos de acumulación desarrollados desde la base de los sistemas montañosos hacia posiciones distales. Los procesos geomorfológicos más importantes están asociados a la acción fluvial y la remoción en masa, formando abanicos aluviales (AA), bajadas propiamente dichas y sectores de acumulación con cursos paralelos (B).

Niveles pedemontanos relictos: Pueden observarse, en diferentes sectores y a diferentes altitudes, abanicos individuales (Figura 11.10) o coalescentes, y también afloramientos aislados de gravas rodeados por los niveles de agradación actuales desvinculados de los sistemas serranos. Están representados por importantes espesores de gravas, cuyos tamaños individuales dependen de su distancia del frente serrano. Estos depósitos han sido asignados a diferentes unidades estratigráficas, cuaternarias y del Terciario Superior (Turner 1971; de Alba 1979), estando genéticamente vinculados a la neotectónica.

Pedimentos: Existen diferentes niveles, con extensiones y alturas variables.

Planicie fluvio-eólica: El curso de agua que escurre por el Valle de Antinaco-Los Colorados presenta un diseño entrelazado. Presenta gran cantidad de cursos que se entrecruzan en un diseño de gran escala. Están muy vegetados, constituyendo las áreas con mayor grado de cobertura vegetal. Además de los sedimentos fluviales del curso principal y de los tributarios (sectores terminales de abanicos distales) pueden apreciarse montículos de arena generados por acción eólica y controlados por la vegetación.

Médanos longitudinales: Corresponden a dunas lineales simples con dirección inicial SSE-NNO cambiando a SE-NO. Los vientos del SE y condiciones de clima más áridas que las ac-

tuales, deflacionaron estos materiales, depositándolos a sotavento del sector deprimido ubicado en los alrededores de Patquía.

Las morfologías pedemontanas funcionales están representadas por abanicos aluviales y bajadas. También se observan depósitos y superficies de erosión en posiciones más elevadas, indicativos de movimientos tectónicos durante el cuaternario y/o de cambios paleoclimáticos.

De acuerdo a los grandes contrastes de ambientes e importante superficie, pueden observarse en la región descrita una variabilidad muy grande de unidades y procesos generadores. A los procesos fluviales y gravitacionales, relacionados con los ambientes pedemontanos, debemos agregar los depósitos eólicos (loess y arenas), volcánicos, químicos, glaciales y periglaciales, entre los más representativos. Éstos, debido a lo limitado de los ambientes geomorfológicos, son muy difíciles de correlacionar y deben ser estudiados de manera localizada e individual (Fucks et al., 2014).



Figura 11.11: Imagen de la zona del valle de Antinaco-Los Colorados donde pueden distinguirse diferentes rasgos geomorfológicos, entre ellos, varios abanicos aluviales, bajadas, llanuras fluvio-eólicas, médanos, etc. (Modificado de Fucks et al., 2014)

Bibliografía

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Publicación N 1287: 212 pp.
- Aparicio, E. P. 1975. Mapa geológico de San Juan. Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de Cuyo, 39 p., San Juan.

- Berberian, E., Nielsen, A., Arguello, E., Bixio, B., Spalletti, L., Salazar, J. y Pillado, E. 1988. Sistemas de asentamientos pre-hispánicos en el valle de Tafí. Edit. Comechingonia.
- Bonaparte, J.F. y Bobovnikov, J. 1974. Algunos fósiles pleistocénicos de la provincia de Tucumán y su significado bioestratigráfico. *Acta Geológica Lilloana*, 12:171-183.
- Bossi, G., 1969. Geología y Estratigrafía del sector sur del Valle del Choromoro. *Acta Geológica Lilloana* 10(2): 17-64, Tucumán.
- Clapperton, C.M. 1994. *The Quaternary of South America*. Elsevier, Amsterdam.
- Collantes, M.M. 1989. Análisis integrado de la génesis y evolución de los ambientes geomorfológicos del valle de Tafí, prov. de Tucumán. Informe final beca de perfeccionamiento CONICET. Inédito.
- Collantes, M.M., Powell, J. y Sayago, J.M. 1993. Formación Tafí del Valle (Cuaternario Superior), provincia de Tucumán (Argentina): Litología, paleontología y paleoambientes. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 21:200-206.
- Courtade, S. 1987. Las estructuras de la Quebrada de Humahuaca en las inmediaciones de Maimará, prov. de Jujuy. Tesis de licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias Naturales, Univ. Nacional de Tucumán (inédito).
- De Alba, E. 1954. Descripción geológica de la Hoja Geológica 16c, Villa Unión, Provincia de La Rioja: Dirección Nacional de Minería, *Boletín* 82, 81 pp., Buenos Aires.
- De Alba, E. 1979. Descripción de la Hoja Geológica 16d, Chilecito, Provincia de La Rioja. *Ser. Geol. Nacional, Boletín* 163, 88 pp., Buenos Aires.
- Fernández, J., Markgraf, V., Panarello, H., Alberio, M., Angliolini, F., Valencio, S. y Arriaga, M. 1991. Late Pleistocene Early Holocene environments and climates, fauna and human occupation in the Argentine altiplano. *Geoarcheology* 6 (3): 251-272.
- Fucks, E., Schnack, E., Scalise, A., Gallardo, G. y Cajal, J. 2014. Aspectos geomorfológicos del Valle de Antinaco-Los Colorados, Sierras Pampeanas y Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba.
- Furque, G. y Cuerda, A. 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: *Geología Regional Argentina: 456-522 pp*, Academia Nacional de Ciencias Córdoba.
- Gallardo, E.F., Aguilera, N.G., Davies, D.A. y Alonso, N.R. 1996. Estratigrafía del Cuaternario del Valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina. 11° Congreso Geológico de Bolivia, *Actas*: 483-493, Tarija.
- Galván, A. F. 1981. Descripción geológica de la Hoja 10e "Cafayate" (Provincias de Tucumán, Salta y Catamarca). Dirección Nacional de Minería. *Boletín* 177:1-48.
- Godfrey, L.V., Lowenstein, T. K., Li, J., Ku, T. L., Alonso, R. N. y Jordan, T.E. 1997. Registro continuo del Pleistoceno tardío basado en un testigo de halita del salar de Hombre Muerto, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, *Actas* 1: 332-336, Antofagasta.
- González, O. 1984. Las ignimbritas Ojo de Ratones y sus relaciones regionales, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 206-220, Bariloche.

- González Bonorino, F. 1951. Descripción geológica de la Hoja 12e, "Aconquija" (Provincias de Catamarca y Tucumán). Dirección Nacional de Minería. Boletín 75:1-50.
- González Díaz, E.F. y Fauqué, L. 1987. Proveniencia del material componental del torrente de barro de "El Volcán", Quebrada de Humahuaca, (Jujuy), República Argentina. X Congreso Geológico Argentino 1, 309-312.
- González Díaz, E. y Malagnino, E. 1990. El proceso de remoción en masa: Su incidencia como riesgo geológico natural en el fenómeno del 29-3-1984 en la sierra de Aguaragüe. 3º Simposio de Geología Aplicada a la Ingeniería. Actas V, ASAGAI.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3) Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar-co y parte de Epu Lauken, 4) Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2 (4): 347-433.
- Hasternrath, S. 1971. On the Pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South America Andes. Journal Glaciology 1:225-267.
- Igarzábal, A. 1978. La laguna de Pozuelos y su ambiente salino (Departamento de Rinconada, Provincia de Jujuy). Acta Geológica Lilloana 15(1): 79-103.
- Igarzábal, A. 1981. El sistema glaciolítico de la cuenca superior del Río Juramento. Provincia de Salta. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 167-183.
- Igarzábal, A. 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas cuaternarias de la Puna argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 595-607.
- Igarzábal, A. 1991. Morfología de las provincias de Salta y Jujuy. Revista Instituto de Ciencias Geológicas, nº 8: 97-122.
- Igarzábal, A. 1999. Cuaternario de la Puna. En: Geología Argentina, 1st ed. Buenos Aires: Roberto Caminos, pp.683-687.
- Iriondo, M. 1990. La Formación "Urundel", un loess chaqueño. Actas Simposio Internacional sobre loess. Mar del Plata.
- Iriondo, M. 1993. Cambios climáticos en el Noroeste durante los últimos 15.000 años. En: El Holoceno en la Argentina (M.Iriondo, ed.) CADINQUA. Vol. II: 35-44.
- Iriondo, M. 1993. La Formación Urundel, un loess chaqueño. En: Guía de Campo Provincia de Jujuy. VI Reunión de Campo de Cuaternario. CADINQUA/Univ. Nac. Jujuy: 64-67.
- Iriondo, M. 2010. Geología del Cuaternario en la Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino. Santa Fe. 437 pp.
- Malamud, B., Jordan, T., Alonso, R., Gallardo, E., González, R. y Kelley, S. 1996. Pleistocene lake Lerma, Salta province, NW Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 103-114.
- Marcos, O., Faroux R., Alderete M., Guerrero M. A. y Zolezzi R., 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. 1º Simposio Nacional de Geología Económica, 2: 305-318. San Juan.
- Markgraf, V. 1984. Paleoenvironmental history of the last 10,000 years in Northwestern Argentina. Zbl. Geol. Paläont. 1:1739-1749.

- Markgraf, V.: Paleoenvironmental history of the last 10,000 years in northwestern Argentina, *Zbl. Geo. Pal.*, 1, 1739–1749, 1985.
- Nullo, F.E. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 15f "Huillapima", prov. de Catamarca, Servicio Geológico Nacional, Boletín 178:1-62.
- Powell, J.E., Rufino, S.D. y Mule, P. 1993. Hippidiformes (Pleistoceno Superior) del valle de Tafí (Provincia de Tucumán, Argentina). Consideraciones tafonómicas y paleoambientales. 10° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Resúmenes. La Plata.
- Raffino, R. 1988. Poblaciones indígenas en Argentina. Edit. Tipográfica Editora.
- Ramonell, C., Solís, N. y Chayle, W. 1993. El torrente de barro de Arroyo del Medio y el lago holocénico de Volcán-Tumbaya. En: Guía de Campo, Provincia de Jujuy. CADINQUA/Univ. Nac. Jujuy.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio Argentino. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(12): 41-96. Bs. As.
- Rohmender, G. 1942. La glaciación diluvial en los nevados del Aconquija. *Sociedad Argentina de Ciencias Naturales*, *Physis* 47-69.
- Ruiz Huidobro, O. 1960. Hoja 8e Chicoana. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. 45 pág.
- Salfity, A., Gorustovich, S., Moya, M.C. y Amengual, R. 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoica de la Puna. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:539-554.
- Sampietro, M.M. 1994. Uso del espacio y manejo pre-hispánico de suelo y agua en el cono del río Blanco, Tafí del Valle, prov. de Tucumán. Tesis de Licenciatura en Arqueología (inédito).
- Sayago, J.M., Collantes, M.M. y Arcuri, C. 1991. El glaciario finipleistoceno-holoceno y su relación con los depósitos clásticos pedemontanos en la región montañosa de Tucumán (Argentina). *Bamberger Geographische Schriften* Bd. 11, S. 155-168. Bamberg.
- Sayago, J.M. 1994. The Argentine neotropical loess: An overview. *Quaternary Science Reviews* 14 (7-8): 755–766.
- Sayago, J., Collantes, M. y Toledo, M. 1998. Geomorfología. En: *Geología de Tucumán*, 2nd ed. San Miguel de Tucumán: Gianfrancisco, Puchulu, Durango de Cabrera y Aceñolaza, pp.241-258.
- Sayago, J. 1999. El cuaternario de la región pre-puneña del noroeste argentino. In: *Geología argentina*, 1st ed. Buenos Aires: Roberto Caminos, pp.688-695.
- Schwab, K. y Lippolt, H. 1974. K/Ar Mineral ages and late Cenozoic history of the Salar de Cauchari Area (Argentine Puna). *Proc. Symposium "Andean and Antarctic Volcanology Problems"*, 698-714. Santiago, Chile.
- Stinie, S. 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during the medieval times. *Nature* 369: 546-549.
- Strecker, M., Bloom, A., Carrion, M., Villanueva, A. y Naeser, C. 1984. Piedmont terrace formation in northwest Argentina Valle de Santa María and southern Sierra Aconquija (provincia de Catamarca, Tucumán y Salta). 9° Congreso Geológico Argentino, Actas: 448-465.

- Strecker, M. 1987. Late Cenozoic landscape development, the Santa María Valley, northwest Argentina. PhD. Thesis. Cornell University.
- Tapia, A. 1925. Apuntes sobre el glaciario pleistocénico del Nevado de Aconquija. *Anales GAEA*, 1 (4): 313-365.
- Turner, J. 1964. Descripción de la Hoja Geológica 15c, Vinchina, Provincia de La Rioja. Dir. Nacional de Geología y Minería, Boletín 100, 81 p., Buenos Aires.
- Turner, J. 1971. Descripción de la Hoja Geológica 15d, Famatina, Provincia de La Rioja. Dir. Nacional de Geología y Minería, Boletín 126, 96 p., Buenos Aires.
- Turner, J. 1972. Puna. En: *Geología Regional Argentina* (A. Leanza, ed.). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba:91-116.
- Turner, J. 1972. Cordillera Oriental. En: *Geología Regional Argentina* (A. Leanza, ed.). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba:117-142.
- Turner, J.C. y Méndez, V. 1979. Puna. En Turner, J.C.M. (ed.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 1: 13-56, Córdoba.
- Vilela, C. 1956 – Hoja 7d, Rosario de Lerma. *Carta Geológico-Económica de la República Argentina*. 60 pág.
- Vilela, C. y García, J. 1978. Descripción geológica de la Hoja 9e “Ambayo”. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 150, 67pp.