

OROGÉNESIS Y DRENAJE EN LA REGIÓN DEL VALLE DE LERMA (CORDILLERA ORIENTAL, SALTA, ARGENTINA) DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO

Gustavo GONZÁLEZ BONORINO¹ y Liliana del Valle ABASCAL²

¹ CONICET-CADIC - UTN-FRRG, Ushuaia, CP9410, Tierra del Fuego, Argentina. E-mail: g_bonorino@yahoo.com.ar.

² UTN-FRRG, Río Grande, CP9420, Tierra del Fuego, Argentina. E-mail: liliana_abascal@hotmail.com.

RESUMEN

En el Pleistoceno tardío, luego de la incipiente elevación de las serranías subandinas, la contracción retornó al interior del orógeno. En aquel tiempo un piedemonte conectaba los contrafuertes occidentales de la Cordillera Oriental (sierras de Lesser y Obispo) con la llanura subandina, a través de la región que hoy ocupan el valle de Lerma y la serranía Mojotoro-Castillejo. La contracción dio origen a las elevaciones interiores en la sierra de Vaqueros y los Cerrillos de San Miguel, y luego se propagó al este una falla que derivó en el desarrollo de la serranía Mojotoro-Castillejo y el cierre del valle de Lerma. Algunos ríos incidieron a través de las nacientes barreras topográficas mientras que otros fueron a una cuenca endorreica inundada por un antiguo lago Lerma. La capacidad de incisión fue mayor en el valle de Lerma septentrional, donde los ríos llegaban con gradientes de cauce elevados a los sitios de ascenso topográfico, y donde el río Mojotoro persistió como cauce antecedente. En el sur, el lago Lerma colmató la cuenca hasta un punto de derrame por bajos estructurales en capas del Grupo Salta, y el agua labró el cauce subsecuente del actual río Juramento a través de la sierra de Castillejo. Más de 800 m de sedimento (aquí denominado Grupo Valle de Lerma) se acumularon en el valle de Lerma durante el Pleistoceno tardío. Información de subsuelo permite hacer una revisión crítica de la estratigrafía de este relleno y proponer una subdivisión más detallada. En particular se acota la extensión geográfica de la Formación Tajamar y se revisan las extrapolaciones que de ella se han hecho.

Palabras clave: *Captura fluvial, incisión, Andes Centrales, subsecuente, antecedente.*

ABSTRACT

Orogeny and drainage in the Lerma Valley region (Eastern Cordillera, Salta, Argentina) during the late Pleistocene.

In the late Pleistocene, following uplift of the first subandean ranges, contraction returned to the orogen interior. At the time, a wide piedmont connected the western ramparts of the Eastern Cordillera (Lesser and Obispo ranges) to the subandean plain, spanning the zone presently occupied by the Lerma Valley and the Mojotoro and Castillejo ranges. Contraction gave rise to the interior Vaqueros Range and the San Miguel Hills, and then propagated eastward with a regional reverse fault that derived in the development of the Mojotoro and Castillejo ranges and closure of the Lerma Valley. Some river courses incised across the rising barriers, whereas others were diverted to an internally drained basin flooded by ancient Lake Lerma. Incision power was greater in the northern Lerma Valley, where the rivers reached the sites of topographic uplift with high bed gradients, and where the Mojotoro River persisted as an antecedent course. In the south, Lake Lerma filled the basin to a pour point through structural lows in Salta Group strata, and the issuing water carved the subsequent channel of the present Juramento River across the Castillejo Range. More than 800 m of sediment (herein designated Lerma Valley Group) accumulated in the Lerma Valley during the late Pleistocene. Subsurface information allowed a critical revision of the stratigraphy of this fill and a more detailed subdivision. In particular, the geographical extension of the Tajamar Formation is restricted and previously proposed extrapolations for it are revised.

Keywords: *River capture, incision, Central Andes, subsequent, antecedent.*

INTRODUCCIÓN

A principios del Pleistoceno, la faja plegada y corrida de los Andes a la latitud de la ciudad de Salta comprendía el contrafuerte occidental de la actual Cordillera Orien-

tal (representado por las sierras de Lesser y de Obispo) y las serranías en ascenso del Sistema de Santa Bárbara (Fig. 1; Kley y Monaldi 1999, Hongn *et al.* 2007). Entre ambas áreas elevadas se extendía un piedemonte formado por los depósitos

aluviales hoy representados por la Formación Piquete (Plioceno-Pleistoceno inferior; unidad superior del Grupo Orán; Míngramm *et al.* 1979, González *et al.* 1996, Hain *et al.* 2011). A mediados del Pleistoceno, una contracción fuera de se-

cuencia afectó el sector occidental del piedemonte. En el interior del valle de Lerma la contracción dio inicio a la elevación de la sierra de Vaqueros y de los Cerrillos de San Miguel, mientras que en el este se resolvió como falla inversa que inició la elevación del contrafuerte oriental de la Cordillera Oriental (representado por las sierras de Mojotoro, Castillejo y Peñas Blancas; Fig. 2a), y dio origen a la cuenca de *piggy-back* del valle de Lerma (Gallardo *et al.* 1996, Monaldi *et al.* 1996). La cronología relativa de la evolución topográfica no ha sido debidamente establecida y es motivo de análisis en este trabajo.

Conos aluviales originados en las serranías occidentales cubrieron en discordancia el sustrato estructurado, acomodándose a la nueva topografía. Algunos cursos de agua incidieron a través de las nacientes elevaciones mientras que otros fueron desviados a efímeras cuencas endorreicas, como la representada por el antiguo lago Lerma, que se formó contra la barrera hidrográfica interpuesta por las serranías orientales (Gallardo *et al.* 1996, Malamud *et al.* 1996). Actualmente el escurrimiento sale del valle de Lerma por dos ríos troncales, el Mojotoro y el Juramento. El labrado del cauce del Mojotoro ha sido atribuido a erosión retrocedente de un río instalado sobre el faldeo oriental de la sierra de Mojotoro (Medina 1981, Gallardo *et al.* 1996). Nuestro estudio concluye que este mecanismo no pudo haber tenido éxito y que el río Mojotoro antecedió el ascenso de la sierra. En cuanto al río Juramento, Mon (2005) postuló que en un estadio inicial el cauce siguió bajos estructurales en la sierra de Castillejo, lo cual implica que se trata de un cauce subsecuente a la estructura. Este trabajo coincide con esta interpretación y agrega información nueva. En un trabajo pionero, Gallardo *et al.* (1996) subdividieron el relleno del valle de Lerma posterior a la Formación Piquete en tres formaciones, de más antigua a más joven: Calvimonte, aluvial, Tajamar, rica en arcillas representativas del lago Lerma, y La Viña, aluvial (Fig. 2b). Estos autores postularon que la sedimentación de la Formación Calvimonte habría precedido

el ascenso de las sierras de Mojotoro y Castillejo, en tanto que las formaciones Tajamar y La Viña se habrían acumulado con posterioridad al ascenso de estas sierras. La división tripartita es aplicable donde afloran las distintivas arcillas de la Formación Tajamar, las cuales están restringidas al cuadrante sudoriental del valle (al sur del punto 'x' en la Fig. 2a). La extrapolación de este esquema estratigráfico a otros sectores del valle de Lerma, como se propuso en Gallardo *et al.* (1996), da lugar a incertidumbre y aún a conflictos con la información existente, como se detalla en este trabajo.

El presente estudio tiene tres objetivos. Uno es revisar y actualizar la estratigrafía del relleno post-Formación Piquete en el valle de Lerma. Para ello se resume abundante información de subsuelo y de superficie inédita y publicada en medios de circulación restringida, tales como congresos y tesis. Se pone especial énfasis en definir la extensión de la Formación Tajamar, tanto en superficie como en subsuelo, y en revisar las extensiones que se han propuesto para ella. El segundo objetivo es reconstruir la evolución topográfica del área a través de las modificaciones sufridas por la red de drenaje. Particular interés tiene establecer una cronología relativa de los ascensos de la serranía Mojotoro-Castillejo y de elevaciones menores en el interior del valle de Lerma (i.e. sierra de Vaqueros y Cerrillos de San Miguel). El tercer objetivo es analizar los factores que determinaron que algunos ríos logran incidir en las nacientes estructuras, labrando cauces antecedentes, mientras otros fueron desviados y acumularon sus aguas en cuencas endorreicas. La reconstrucción se apoya en dataciones radiométricas publicadas por otros autores y en correlaciones e interpretaciones propias. Los resultados de este estudio permiten comprender mejor una importante etapa en el desarrollo de los Andes de Salta y aportan información sobre el llenado sinorogénico de una cuenca de antepaís fracturado que alberga cerca de 1 km de espesor de depósitos del Pleistoceno superior-Holoceno.

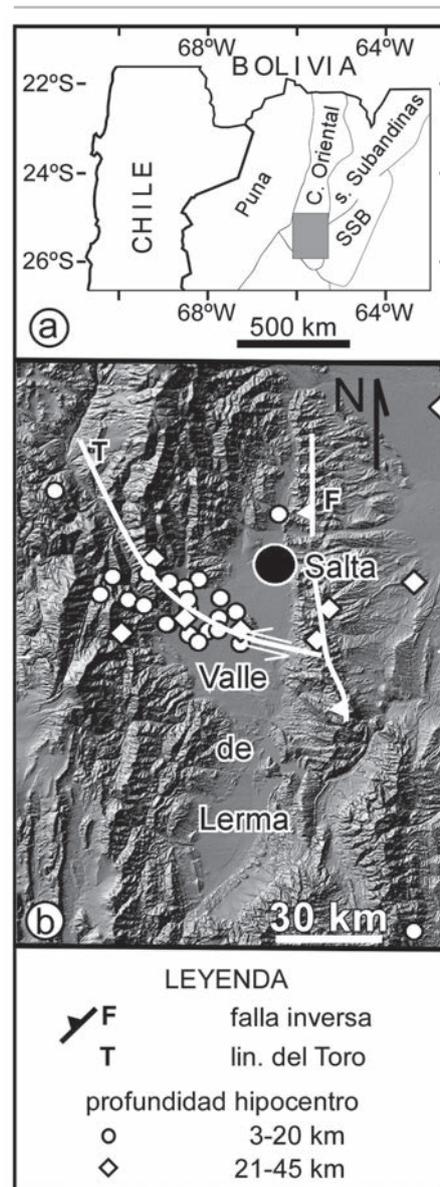


Figura 1: a) Provincias geológicas en el noroeste de la Argentina y situación general del área de estudio (rectángulo grisado, expandido en el panel b). (b) Imagen con relieve artificial de la Cordillera Oriental en Salta. El valle de Lerma es la región plana en el centro. F - falla inversa que dio origen a la cuenca de *piggy-back* del valle de Lerma, T - lineamiento del Toro. Sismos históricos con hipocentros a profundidades corticales someras e intermedias (datos de U.S.G.S., <http://earthquake.usgs.gov>, e INPRES, <http://www.inpres.gov.ar>).

MARCO GEOLÓGICO Y GEOGRÁFICO

El valle de Lerma mide unos 110 km de largo, con un ancho máximo de unos 30

km en el sector medio. El piso del valle tiene un gradiente de 0,014 (0,8°) de noroeste a sudeste, paralelo al lineamiento del Toro, y de 0,004 (0,2°) en sentido norte-sur, entre la ciudad de Salta y el embalse Gral. Belgrano (gradientes y cotas estimadas en base a Google Earth, registros de GPS manual, y la base topográfica de la Hoja 7e Salta, escala 1:200.000, del Instituto de Geología y Minería).

El valle de Lerma y las serranías marginales comprenden cinco unidades litoestratigráficas principales separadas por discordancias regionales (Fig. 2b): a) metasedimentitas marinas agrupadas complejivamente en la Formación Puncoviscana (Proterozoico-Cámbrico inferior; Baldi y Omarini 1984, Aparicio González *et al.* 2010), b) cuarcitas y pelitas de plataforma marina de los grupos Mesón y Santa Victoria (Cámbrico-Ordovícico inferior; Moya 1998), c) sedimentitas continentales de rift del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno; Hernández *et al.* 1999a, Salfity y Marquillas 1999), d) sedimentitas aluviales y lagunares del Grupo Orán (Oligoceno-Pleistoceno inferior; Vergani y Starck 1989, Hernández *et al.* 1999b), y e) depósitos aluviales y lacustres post-Grupo Orán, para los cuales se propone aquí el nombre Grupo Valle de Lerma (Pleistoceno superior-Holoceno; Gallardo *et al.* 1996, Malamud *et al.* 1996).

El lineamiento del Toro cruza oblicuamente de NO a ESE el valle de Lerma, separando zonas con geología contrastante (Figs. 1 y 2a; Mon *et al.* 2004, Kley *et al.* 2005). Hacia el norte, en las sierras de Lesser, Obispo septentrional, y Mojotoro, los afloramientos están dominados por rocas del Precámbrico y Paleozoico inferior, sobre las cuales apoyan depósitos del Grupo Orán. Al sur del lineamiento, en cambio, capas replegadas de la Formación Puncoviscana están cubiertas por estratos del Grupo Salta, y sobre estos apoyan los del Grupo Orán (Vergani y Starck 1989). En el norte el valle de Lerma está constreñido por la sierra de Vaqueros, un amplio anticlinal en capas de la Formación Piquete que buza unos 5° hacia el sur/sureste (Fig. 2a). El limbo occidental del

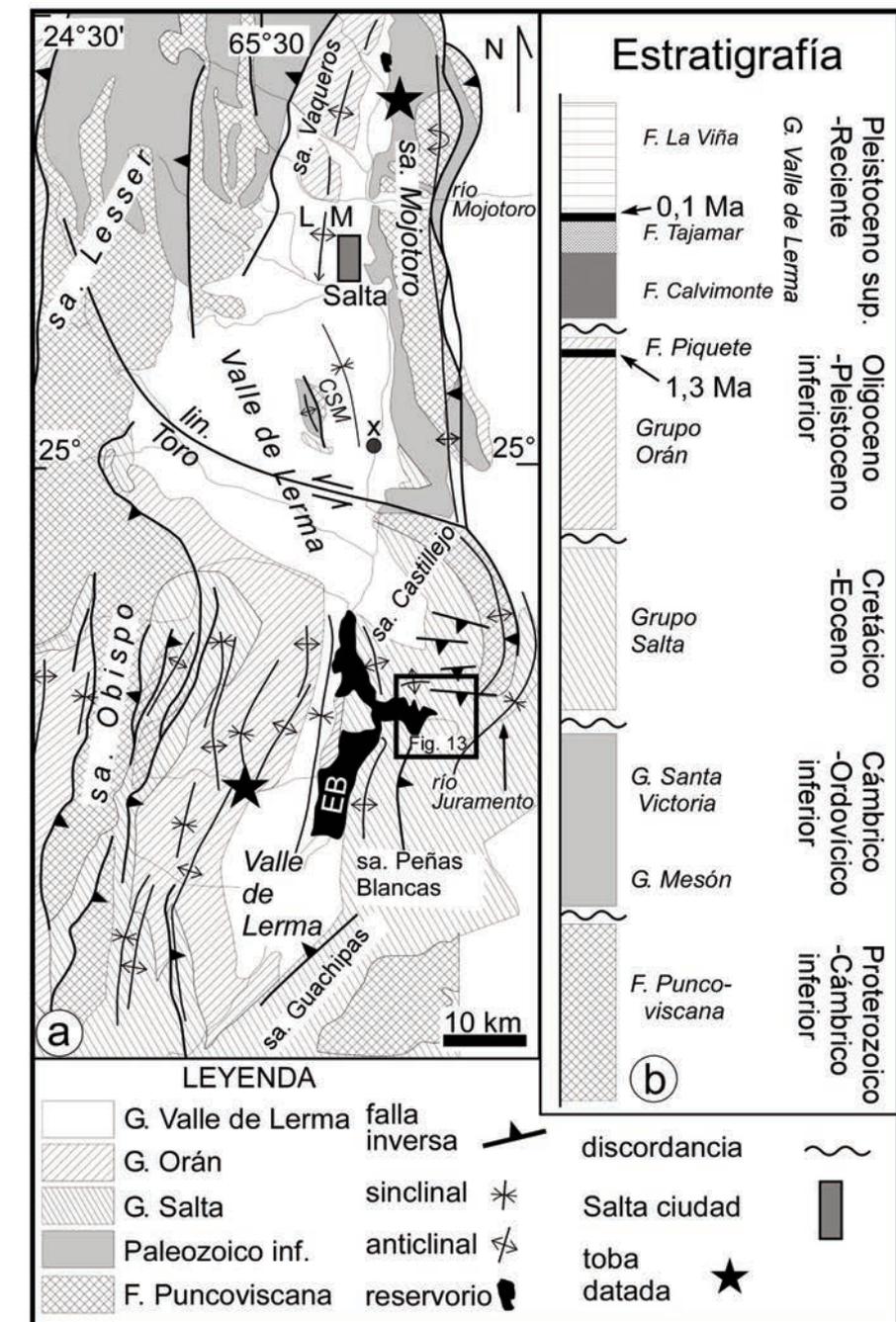


Figura 2: a) Mapa geológico del valle de Lerma y serranías circundantes (datos principalmente tomados de Ruiz Huidobro 1955, 1968, Vergani y Starck 1989, Mon *et al.* 2004, Aparicio González *et al.* 2010). b) Columna estratigráfica simplificada. Las rastras coinciden en mapa y columna excepto para el Grupo Valle de Lerma, que está indiferenciado en el mapa. CSM - Cerrillos de San Miguel, EB - embalse Gral. Belgrano. LM - lomas de Medeiros, x - afloramientos de la F. Tajamar en Rumical y río Arenales.

anticlinal está cortado por la falla inversa antitética que monta basamento paleozoico sobre estratos del Grupo Orán, mientras que el limbo oriental se hunde bajo los depósitos aluviales del río Caldera (Li

1994). La naturaleza del contacto con el paleozoico de la sierra de Mojotoro, si estratigráfico (e.g. Ruiz Huidobro 1968) o por falla (e.g. Ferreira 1997), está en discusión.

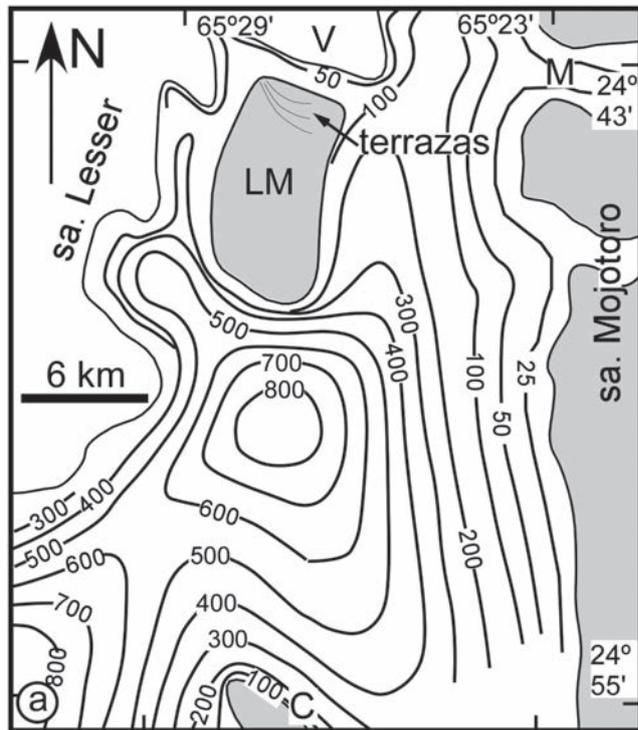


Figura 3: Espesor del relleno del valle de Lerma. Isopacas basadas en gravimetría 3D (tomado de Colombi *et al.* 1999). V - sierra de Vaqueros, M - río Mojotoro, LM - lomas de Medeiros, C - Cerrillos de San Miguel. Se indica la posición de las terrazas fluviales de las lomas de Medeiros.

En el centro del valle, los Cerrillos de San Miguel reflejan el desarrollo de un braquianticlinal fracturado, con núcleo de basamento cubierto por retazos del Grupo Salta (Fig. 2a). Los anticlinales de Vaqueros y de Cerrillos de San Miguel se proyectan en subsuelo bajo depósitos del Grupo Valle de Lerma. Sobre la base del relevamiento gravimétrico 3D efectuado por Colombi *et al.* (1999; Fig. 3) entre la sierra de Vaqueros y los Cerrillos de San Miguel, se infiere la ubicación y extensión de estos y otros pliegues. Más al sur, entre la latitud del extremo septentrional del embalse Gral. Belgrano y el extremo austral del valle de Lerma, líneas sísmicas relevadas por YPF S.E. en la década del 90 revelan un par anticlinal-sinclinal en capas del Grupo Orán, al oeste del embalse Gral. Belgrano (Fig. 2a). En este sector el valle de Lerma está flanqueado, hacia el oeste, por estratos plegados del Grupo Orán y, hacia el este, por estratos plegados del Grupo Salta (Vergani y Starck 1989).

La sierra de Mojotoro está conformada por dos unidades litológicas. El tercio occidental, de unos 10 km de ancho al nivel del río Mojotoro, es un anticlinal de ver-

gencia oriental, con núcleo de capas replegadas de la Formación Puncoviscana y una cubierta de cuarcitas y pelitas de los grupos Mesón y Santa Victoria. Este bloque sostiene la cresta de la sierra. Inmediatamente al este, adosada al bloque de basamento, se desarrolla una cuña de depósitos de piedemonte del Pleistoceno cuyos clastos indican proveniencia de la sierra de Mojotoro (Hain *et al.* 2011). Se adopta para estos depósitos el nombre Formación La Troja, propuesto por Hain *et al.* (2011), con las salvedades que se hacen en el apartado 'Estratigrafía'. Estos depósitos desaparecen hacia el sur y no llegan a formar parte de la sierra de Castillejo.

La sierra de Castillejo está conformada por un anticlinal de vergencia oriental, con núcleo de rocas de Puncoviscana y cobertura de estratos de los grupos Salta y Orán (Vergani y Starck 1989). Si bien este anticlinal es continuación del descrito al norte, está separado de aquel por la falla Castillejo, parte del sistema de fracturas oblicuas asociadas al lineamiento del Toro. La traza de la falla inversa continúa en superficie hasta unos 15 km al sur de la falla Castillejo y luego se transforma en falla ciega (Mon *et al.* 2004).

Persiste una actividad tectónica moderada en el valle de Lerma, apreciable por la actividad sísmica (Fig. 1b; Colombi *et al.* 2002) y la deformación del Cuaternario (Georgieff y González Bonorino 1999, García *et al.* 2011). En su mayor parte esta actividad tectónica pareciera estar relacionada con el lineamiento del Toro, estructura alrededor de la cual ella se dispone. En el sector nororiental del valle la actividad sísmica es débil, al punto que Colombi *et al.* (2002) la consideraron asísmica. No obstante, tres epicentros de sismos recientes podrían estar relacionados con actividad de la falla inversa (Fig. 1b).

PALEOCLIMA

La escasa información paleoclimática para el Pleistoceno tardío en el valle de Lerma y zonas aledañas (Malamud *et al.* 1996, Kleinert y Strecker 2001, Haselton *et al.* 2002) permite inferir que la distribución de las precipitaciones era entonces similar a la actual, con un fuerte gradiente en sentido norte-sur. Actualmente el flanco oriental de la sierra de Lesser y la de Vaqueros reciben entre 1.200 y más de 1.400 mm/año, mientras hacia el sur, en la sierra de Obispo, las precipitaciones no superan los 600 mm/año; en el interior del valle las precipitaciones varían entre 800 mm/año en el norte y menos de 600 mm/año en el sur (Fig. 4; Bianchi 2005).

ESTRATIGRAFIA

El Grupo Valle de Lerma tiene por base la discordancia angular de alto ángulo que lo separa de estratos plegados de la Formación Piquete y más antiguos, por techo la superficie actual del valle, y por límite geográfico el del valle de Lerma. La edad máxima del grupo está acotada por la edad de una toba intercalada en la Formación Piquete al oeste del embalse Gral. Belgrano, datada en 1,3±0,2 Ma (Malamud *et al.* 1996; ver 'toba datada' en Fig. 2a). Relevamientos por geoelectrónica (García 1988) y por gravimetría 3D (Colombi *et al.* 1999) en la mitad septentrional del valle indican que el espesor del Grupo

Valle de Lerma aumenta desde los bordes del valle hacia el centro, aunque con una acentuada asimetría (Fig. 3). En dos depocentros, ubicados uno entre las lomas de Medeiros y los Cerrillos de San Martín, y el otro entre estos y la sierra de Lesser, el espesor supera los 800 metros. En la mitad austral del valle, líneas sísmicas indican espesores totales para el Grupo Valle de Lerma de aproximadamente 1,5 segundos (suponiendo una velocidad de 1.500 m/seg para un sustrato mayoritariamente compuesto por grava y arena moderadamente consolidadas, el espesor del grupo es de alrededor de 225 m).

Hain *et al.* (2011) incluyeron estos depósitos en la Formación La Troja, junto con los depósitos de abanicos aluviales al este de la sierra de Mojotoro. Esta denominación es inválida por dos razones. En primer lugar porque desconoce la nomenclatura propuesta previamente por Gallardo *et al.* (1996), la cual ha sido empleada en numerosas publicaciones. En segundo lugar, porque los depósitos del Grupo Valle de Lerma no tienen relación genética alguna con aquellos que forman la cuña sedimentaria al este de la sierra de Mojotoro.

La descripción estratigráfica del Grupo Valle de Lerma se organiza por sectores geográficos: (a) el sector sudoriental y austral, área tipo de las formaciones Calvimonte, Tajamar y La Viña según Gallardo *et al.* (1996); (b) el sector centro-oriental, que comprende la franja entre los Cerrillos de San Miguel y la sierra de Mojotoro y su continuación hasta la ciudad de Salta; (c) el sector septentrional, que comprende la estrecha prolongación del valle a lo largo del río Caldera; (d) el sector de las lomas de Medeiros, y (e) el sector central-occidental del valle, entre los Cerrillos de San Miguel y las sierras de Lesser y Obispo.

Sector sudoriental y austral

En este sector aflora la Formación Tajamar, a cotas de entre 1.120 y 1.150 m s.n.m., aproximadamente. En esta unidad se destaca un intervalo de 10 m de espesor con arcillas finamente laminadas que

incluyen fósiles lacustres, el cual hacia arriba pasa a capas de arena fina; el espesor máximo medido para esta formación es de 43 m (Fig. 5a; Carabanti 2005). La base es una discordancia sobre capas de las formaciones Calvimonte y Piquete (Gallardo *et al.* 1996). Los afloramientos más septentrionales de la Formación Tajamar, en Rumical y el cauce del río Arenales (localidad indicada con 'x' en la Fig. 2a; Gallardo *et al.* 1996) está a una cota de 1.150 m. Puesto que el piso del valle asciende hacia el norte por encima de esa cota, una extensión de la Formación Tajamar en esa dirección debiera encontrarse en el subsuelo.

Un sondeo eléctrico vertical a la latitud del extremo austral de los Cerrillos de San Miguel (P1 en la Fig. 6a; García 1988) detectó un intervalo de baja resistividad de unos 20 m de potencia con techo cercano a la superficie. Un relevamiento por sísmica de reflexión al este de los Cerrillos de San Miguel (P2 en la Fig. 6a; González Bonorino *et al.* 2003), reconoció una unidad sismoestratigráfica homogénea con una velocidad de intervalo de 1.500 a 1.700 m/seg, la cual se correlaciona con el potente intervalo limo-arcilloso registrado en el pozo ASP1013 entre 25 y 50 m de profundidad (correspondientes a cotas de 1.130-1.105 m s.n.m.). Existe, pues, evidencia para extender la Formación Tajamar al menos 10 km al norte de los afloramientos más septentrionales. Una correlación de registros de pozos entre P1 y la ciudad de Salta (perfil P3 en la Fig. 6a; Baudino 1996) sugiere que hacia el norte el intervalo arcilloso se digita y asciende estratigráficamente, traslapando sobre grava y arena. En conclusión, la Formación Tajamar *sensu strictu* es un litosoma de unos 65 km de largo y unos 5 km de ancho promedio, recostado contra la serranía Mojotoro-Castillejo, que se extiende desde P2 hasta el extremo austral del valle de Lerma.

Se redefinen las formaciones Calvimonte y La Viña restringiéndolas al área donde la Formación Tajamar está presente, en superficie y en subsuelo. Esta propuesta respeta la definición de área tipo para ellas

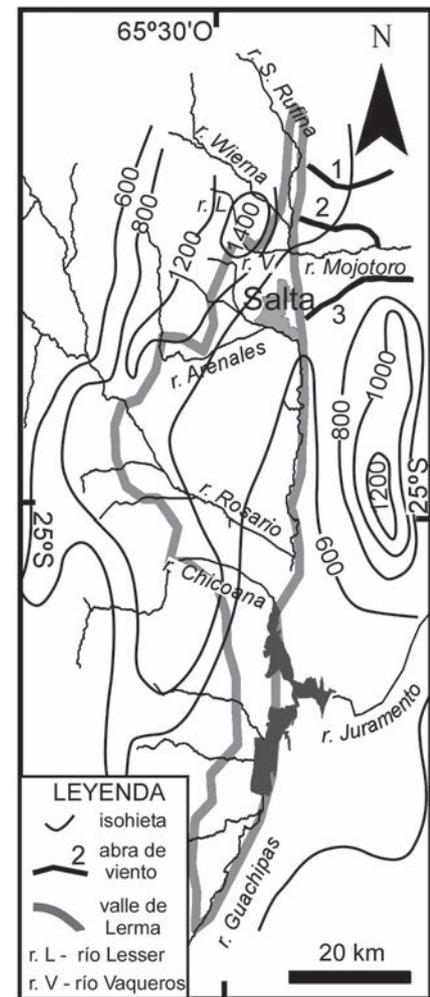


Figura 4: Principales cursos de la red de drenaje actual en el valle de Lerma. Se indican las isohietas (adaptadas de Bianchi 2005) y los paleocauces antecedentes 1, 2, y 3 en la sierra de Mojotoro.

en Gallardo *et al.* (1996). Así, la Formación Calvimonte, casi enteramente restringida al subsuelo (cf. Gallardo *et al.* 1996), tiene un espesor superior a los 100 m, y está compuesta por gravas y arenas, con delgadas y discontinuas intercalaciones arcillosas, acumuladas en ambientes aluviales (datos de geoelectrónica, sísmica, y registros de pozos). Por su parte, la Formación La Viña, con un espesor de unos 25 m, comprende mayormente grava y arena aluviales, con intercalaciones de paleosuelos, y apoya con discordancia de bajo ángulo sobre la Formación Tajamar (Fig. 5b). Una toba en su base dio 0,1+/- 0,04 Ma (Fig. 5b; Malamud *et al.* 1996).

Sector centro-oriental

Los pozos en este sector muestran numerosas intercalaciones arcillosas en perfiles dominados por grava y arena (Fig. 6c). Una correlación este-oeste de pozos en el extremo austral de la zona urbana de Salta (Fig. 6b; Donaire 2004) corta el perfil norte-sur y muestra una estratigrafía similar, con intercalaciones arcillosas hasta la base de la columna. Los registros de pozos generalmente omiten información sobre el tipo de arcilla pero Larcher (2006) reportó arcillas rojizas en pozos en el extremo septentrional de la ciudad de Salta.

Para el presente estudio se inspeccionaron los registros de 330 pozos provistos por la Dirección Provincial de Aguas de Salta y seis sondeos eléctricos verticales tomados de Donaire (2004). La mayor parte de los pozos cuenta sólo con registros basados en *cuttings* pero una docena tiene, además, registros de potencial espontáneo y de resistividad (Donaire 2004, Bercheñi 2006, Larcher 2006). La comparación de los pases de los intervalos de arcilla indica que los registros basados en *cuttings* son suficientemente precisos para los fines de este estudio. Más de un tercio de los pozos superan los 100 m de profundidad, y cinco pozos superan los 200 m, con una profundidad máxima de 240 m. En la región cubierta por los pozos la gravimetría indica espesores de menos de 200 m para el Grupo Valle de Lerma (Fig. 3). Por lo tanto, una proporción significativa de esos pozos han muestreado todo, o la mayor parte del espesor del grupo.

El análisis de la información de pozos adopta un enfoque estadístico y el procesamiento por medio de programas de computación ad hoc, con la intención de eliminar la subjetividad intrínseca en una correlación visual. Ventanas móviles de 1 y 20 m de alto inspeccionaron cada pozo, computando la proporción de arcilla por ventana, para luego integrar valores promedio por ventana para cada conjunto de pozos seleccionado.

En los pozos al este de los Cerrillos de San Miguel la arcilla es más abundante en los tramos inferiores (Fig. 7a) mientras que bajo el margen austral de la zona urbana

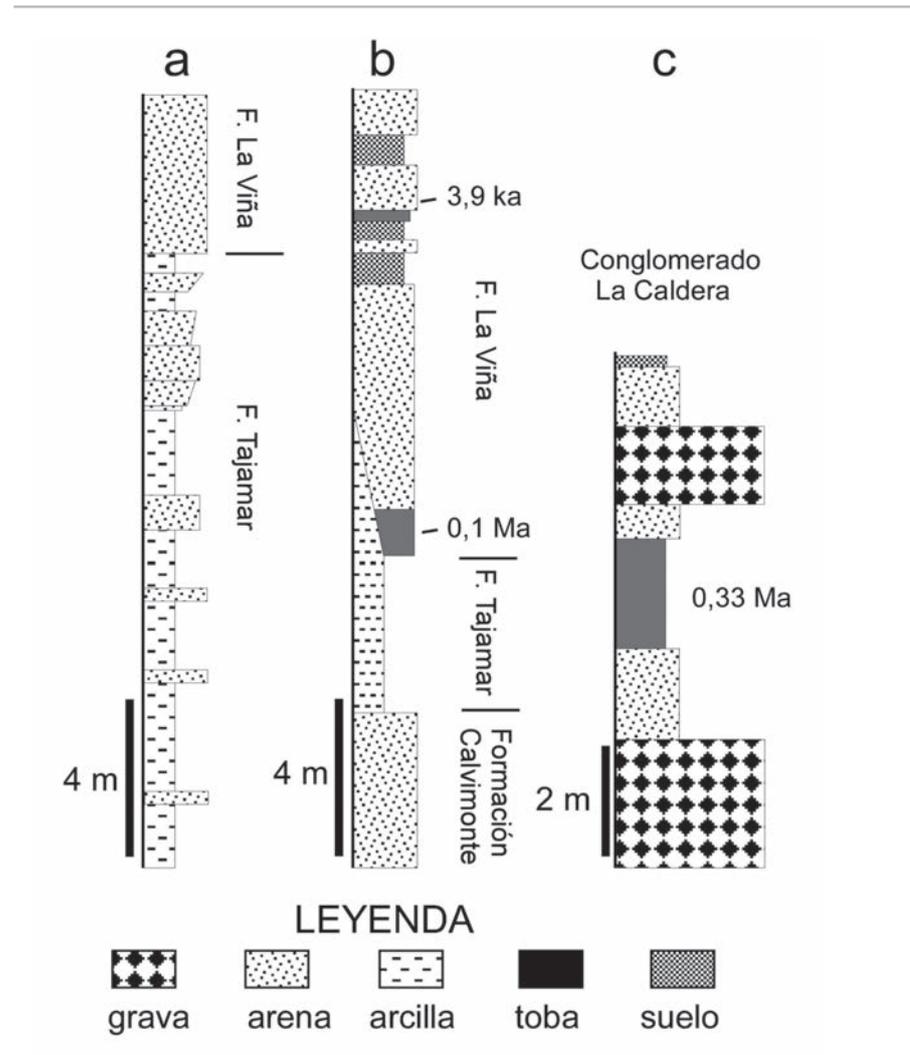


Figura 5: Perfiles columnares. a) Formación Tajamar (tomado de Carabanti 2006). b) Formaciones Calvimonte, Tajamar y La Viña (tomado de Malamud *et al.* 1996). c) Conglomerado La Caldera (tomado de Malamud *et al.* 1996).

de Salta la arcilla es más común en los tramos superiores de las columnas (Fig. 7b). Analizando cada pozo separadamente y discriminando la proporción de arcilla según la profundidad, se observa que los intervalos más profundos, o sea más antiguos, muestran depocentros netamente separados, uno localizado al este de los Cerrillos de San Miguel y el otro en Salta ciudad (Fig. 8). Al ascender estratigráficamente los depocentros se amalgaman (Fig. 8, 1145-1125 m) y finalmente desaparece el del sur (Fig. 8, comparar cuadros). Se observa también un conjunto de pozos con alta proporción de arcilla que se proyecta hacia el sudoeste (Fig. 8, 1165-1145 m).

La sección descrita para el subsuelo de Salta es, con la información existente, indistinguible de las formaciones Calvimonte y La Viña en el área tipo, razón por la cual se opta por designarla como Grupo Valle de Lerma indiferenciado, hasta tanto se justifique una subdivisión.

Sector septentrional

Las terrazas fluviales de acumulación (*fill terraces*) sobre las márgenes del río Caldera ofrecen extensos afloramientos del Grupo Valle de Lerma. Los depósitos consisten mayormente de grava mediana y gruesa, subredondeada (Hoyos 2005), con lentes de arena gruesa, recubiertos por un manto limo-arcilloso de unos 3-4 m de es-

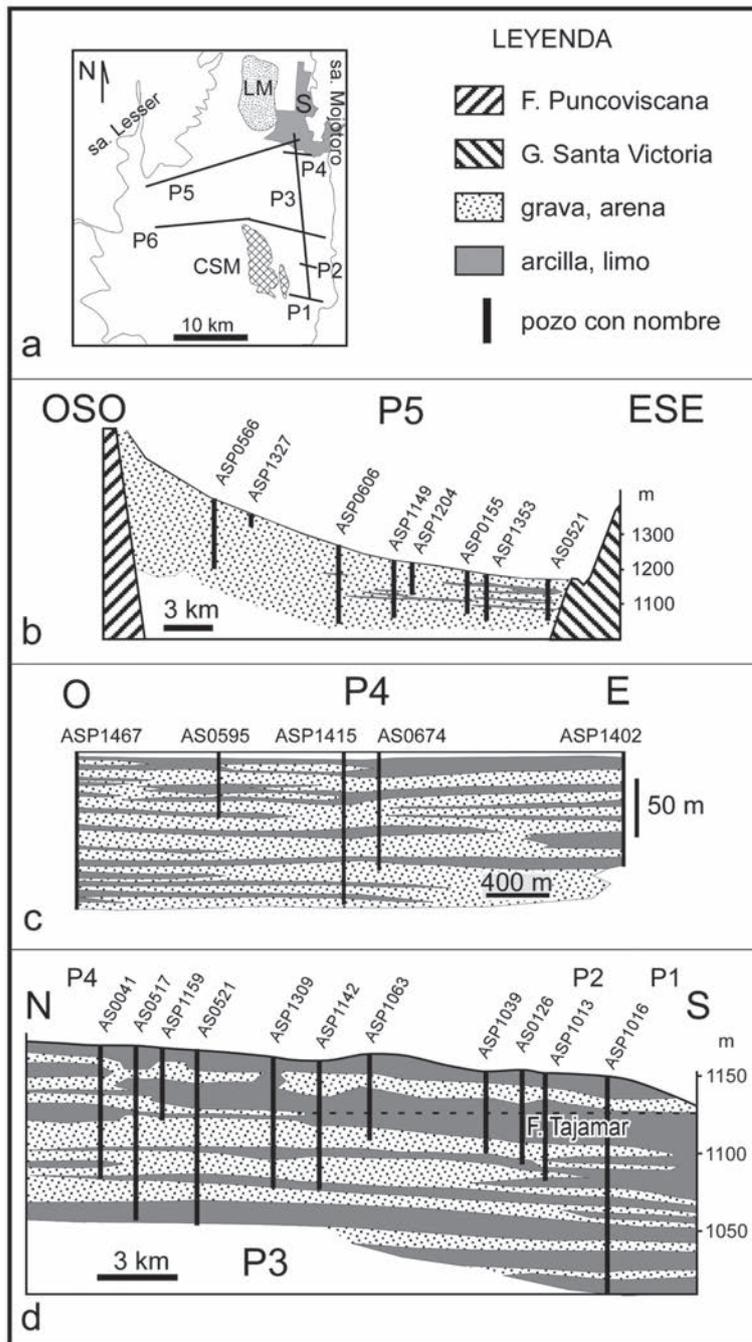


Figura 6: Correlación de pozos para extracción de agua subterránea. a) Plano de ubicación de los perfiles mencionados en el texto. LM - lomas de Medeiros, CSM - Cerrillos de San Miguel, S - Salta ciudad. b) Perfil OSO-ESE a través sector septentrional del valle (P5, Fig. 6a; tomado de Baudino 1996). c) Perfil este-oeste en el sector sur de la ciudad de Salta (P4, Fig. 6a; tomado de Donaire 2004; los cinco pozos tienen registros de resistividad y potencial espontáneo). d) Perfil norte-sur (P3, Fig. 6a; tomado de Baudino 1996). La línea de trazos proyecta el techo de la Formación Tajamar hacia el norte. En la parte superior del panel se indican los cruces con los perfiles P1, P2 y P4.

pesor, probablemente loésico. Barras fluviales y buena imbricación indican paleoflujo hacia el sur y reflejan la presencia de la barrera creada por el ascenso de la sierra

de Mojtotoro. Las superficies de estas terrazas inclinan hacia el sur con un gradiente de aproximadamente 0,017 (1°), similar al del actual río Caldera, hasta con-

verger con el piso del valle de Lerma. El espesor supera 30 m. Una toba, intercalada en estos depósitos aterrazados cerca del embalse de Campo Alegre, en el extremo septentrional del valle de Lerma, fue datada en $0,33 \pm 0,1$ Ma (Malamud *et al.* 1996; Figs. 2a y 5c). Se propone designar estos depósitos Conglomerado La Caldera. Gallardo *et al.* (1996) correlacionaron el loess con la Formación Tajamar e incluyeron los depósitos aterrazados en la Formación Calvimonte. La marcada diferencia litológica entre el loess y la Formación Tajamar *s. str.* y la relación asintótica del techo de la terraza con el piso del valle de Lerma a la latitud del río Mojtotoro, no dan sustento a esta propuesta.

Sector de las lomas de Medeiros

Un afloramiento extenso del Grupo Valle de Lerma se encuentra en las lomas de Medeiros, unas suaves lomadas que se elevan 200 m por encima del nivel del valle, inmediatamente al sur de la sierra de Vaqueros (LM en la Fig. 2a). El sustrato de las lomas es un depósito de grava y arena pobremente estratificado, de unos 70 m de espesor, que representa un abanico aluvial de un antiguo río Lesser (Medina 1981, Gallardo *et al.* 1996). Este depósito apoya con marcada discordancia angular sobre las capas plegadas de la Formación Piquete. La imbricación de los clastos indica paleoflujo hacia el sur y sur-sureste (Georgieff y González Bonorino 2004). El depósito aluvial está cubierto por un banco de loess de unos 3 m de espesor. Gallardo *et al.* (1996) incluyeron estos depósitos en la Formación Tajamar; la marcada diferencia litológica entre ambas unidades no justifica tal correlación. Aquí se propone designarlos Formación Lomas de Medeiros. Hasta tanto se afine más la estratigrafía el banco de loess se incluye en esta formación.

En el extremo septentrional de las lomas de Medeiros hay seis terrazas (designadas T1 a T6, de más antigua a más joven; Fig. 9a) labradas en depósitos de las formaciones Lomas de Medeiros y Piquete (Ruiz Huidobro 1968, Georgieff y González Bonorino 2005). El origen de estas terra-

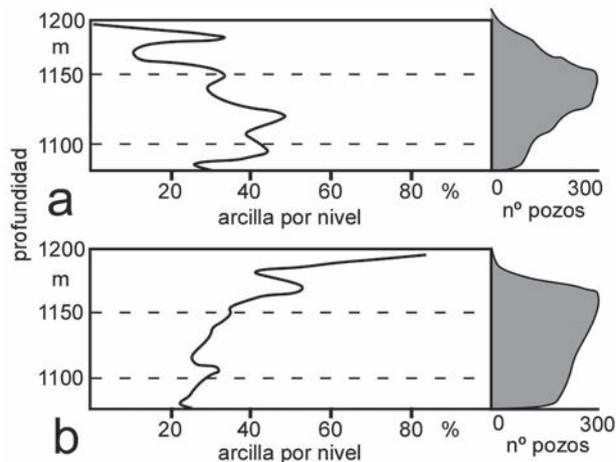


Figura 7: Distribución vertical de arcilla en pozos para agua. a) Sector al este de los Cerrillos de San Miguel (42 pozos). b) Sector inmediatamente al sur del casco urbano de Salta (133 pozos). Los gráficos grisados a la derecha indican el número de pozos que cubren cada intervalo de profundidad. Así, en (a), el intervalo 1.150-1.130 m está cubierto por la mayor cantidad de pozos y, por ende, los promedios son más representativos. El promedio resulta de inspeccionar el conjunto de pozos con una ventana vertical de 1 m de alto.

zas es discutido más abajo. Las terrazas están cubiertas por algunos metros de grava y arena, con bloques de hasta 2 m de diámetro. La imbricación de los clastos indica paleoflujo paralelo al eje longitudinal de cada terraza. Una parte del detrito seguramente fue canibalizada del abanico del antiguo Lesser. Los bloques mayores, sin embargo, probablemente fueron acarreados desde las laderas de la sierra de Lesser, juzgando por la presencia de bloques de similar tamaño en ríos próximos pero no en el sustrato de las terrazas. Estos depósitos son genéticamente distintos del abanico del Lesser, pero debido a la escasa extensión y espesor se opta por incorporarlos a la Formación Lomas de Medeiros como Miembro Vaqueros.

Sector central-occidental

Una correlación de pozos de agua a través del valle entre el pie de la sierra de Lesser hasta la de Mojotoro, pasando por las estribaciones australes de la ciudad de Salta (Fig. 6b; tomado de Baudino 1996) muestra que en el sector occidental del valle el Grupo Valle de Lerma está dominado por grava y arena; la proporción de arcilla aumenta hacia el eje del valle. Una correlación de sondeos eléctricos verticales entre el extremo norte de los Cerrillos de San Miguel y el pie de la sierra de Lesser (P6 en la Fig. 6d; García 1988) define una unidad superior, de alta resistividad (600-420 ohm-m), con base a unos 40 m de profundidad, y otra moderadamente

resistiva (150-135 ohm-m), cuya base alcanza los 480 m. Por correlación con el pozo ASP1198 y por registros de pozos sobre el flanco occidental de los Cerrillos de San Miguel, la unidad superior estaría compuesta mayormente por grava y arena, mientras que la inferior incluiría intercalaciones arcillosas de hasta 8 m de potencia. Más al oeste, donde el río Rosario ingresa al valle de Lerma se ha formado un abanico aluvial cuyos depósitos están expuestos en la profunda quebrada que lo corta. A falta de mayor precisión se opta por agrupar estos sedimentos como Grupo Valle de Lerma indiferenciado.

DRENAJE

Red de drenaje actual

La red de drenaje en el valle de Lerma conforma dos cuencas separadas por una divisoria de aguas inmediatamente al norte de la ciudad de Salta (cf. Baudino 1996). En la subcuenca del norte, los ríos Caldera y Vaqueros, con sus respectivos afluentes, confluyen para formar el río Mojotoro, que cruza la sierra de Mojotoro con un cauce rectilíneo, incidiendo a través del anticlinal volcado y de los depósitos de piedemonte del Pleistoceno (Fig. 2). En el sur, al embalse Gral. Belgrano confluyen los caudales de los ríos mayores: Arenales, Rosario, Chicoana, y menores: La Viña, San Vicente y Guachipas, y el caudal acumulado en el embalse sale del valle por el río Juramento, el cual cruza la si-

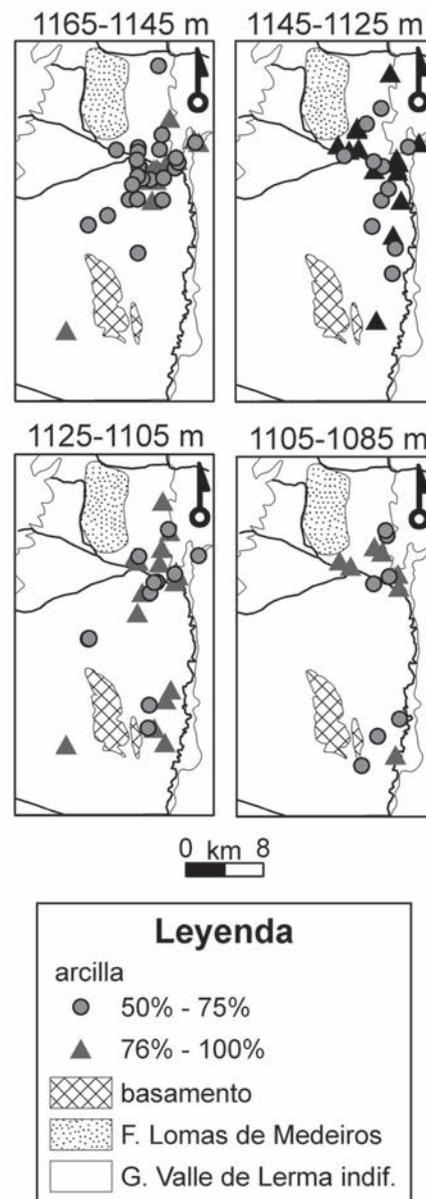


Figura 8: Distribución areal y vertical de arcilla en el subsuelo del valle de Lerma en base a registros de pozos para agua. Sólo se representan pozos con más de 50% de arcilla en la profundidad perforada.

erra de Castillejo incidiendo en rocas del Grupo Salta. El aporte mayoritario de agua para el drenaje en el valle de Lerma proviene de los faldeos de las sierras de Lesser y Obispo; las sierras de Mojotoro y de Castillejo tienen faldeos occidentales angostos con un drenaje inmaduro. Las áreas de drenaje y las pendientes promedio (calculadas sobre imágenes ASTER DEM 30 m con la herramienta *Zonal sta-*

listics en ArcGIS 9.3) de las principales cuencas hidrográficas en la región de interés, son las siguientes: Santa Rufina - 237 km², 15,5°; Wierna - 397 km², 22,2°; Lesser-Vaqueros - 136 km², 19,3°; Arenales - 575 km², 16,7°; Chicoana-Rosario - 3.319 km², 18,8°; y Guachipas - 1.711 km², 16,7°. Las cuencas relativamente menores: Santa Rufina, Wierna y Lesser-Vaqueros, se encuentran en la zona de precipitación más abundante (ver apartado 'Paleoclima').

Red de drenaje antigua

Los depósitos de cono aluvial de la Formación Lomas de Medeiros reflejan la existencia de un antiguo curso de agua en posición similar a la del actual río Lesser (Medina 1981, Gallardo *et al.* 1996). El suave faldeo de las lomas de Medeiros muestra un sector central relativamente deprimido (Fig. 10) que se atribuye a un cauce antecedente fallido del río San Lorenzo, labrado en los depósitos aluviales de la Formación Lomas de Medeiros durante un estadio intermedio de ascenso del anticlinal de Vaqueros.

En las terrazas de las lomas de Medeiros se relevaron transectas longitudinales, es decir, paralelas a las paleobarrancas, y transectas transversales, perpendiculares a las paleobarrancas (Fig. 9a). Las transectas longitudinales muestran convexidad hacia arriba (Fig. 9b). La inclinación hacia el oeste del tramo occidental de la terraza T2 es contraria a la que habría tenido el antiguo río Lesser-Vaqueros que la labró, que descendía hacia el este-sudeste. La inclinación del tramo oriental de T2 es de aproximadamente 0,026 (2°), considerablemente mayor que la del cauce actual del río Vaqueros, 0,025 (1,4°).

Las transectas transversales, por su parte, revelan que las terrazas inclinan hacia el sur y suroeste, es decir, hacia la paleobarranca contemporánea de la terraza (Fig. 9c). La inclinación transversal se hace mayor en las terrazas más antiguas, es decir, aumenta de T4 a T1. Una terraza es una antigua planicie aluvial y, como tal, desarrolla una leve inclinación hacia el cauce activo. Las terrazas de Medeiros, por lo

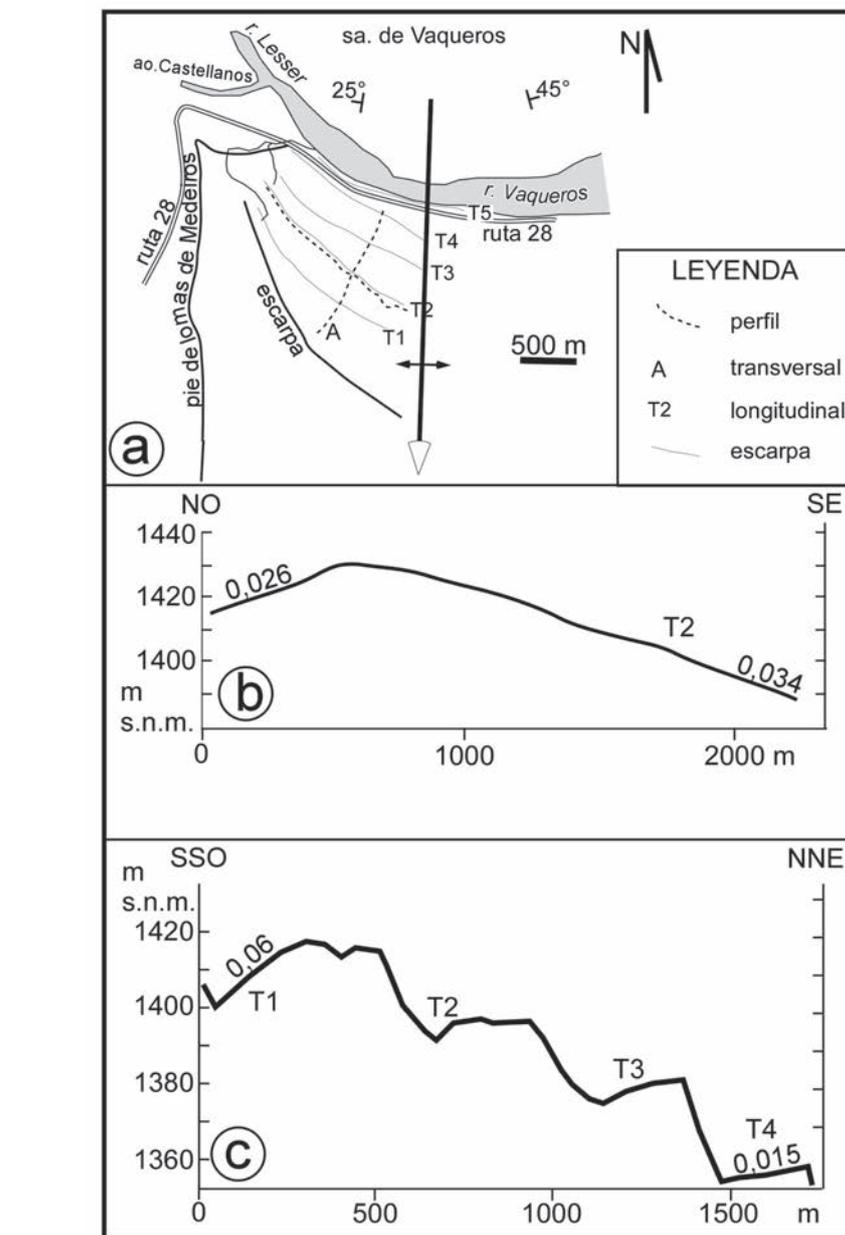


Figura 9: Perfiles topográficos en las terrazas de las lomas de Medeiros. a) Ubicación de los perfiles, límites de las terrazas T1 a T5. b) Perfil longitudinal sobre T2. c) Perfil transversal. Las terrazas fueron relevadas con GPS diferencial y GPS simple, en modos continuo y con puntos de registros promediados. Los números decimales dan gradientes.

tanto, muestran inclinaciones transversales contrarias a lo que es dable esperar. Al sureste de las lomas de Medeiros, entre los Cerrillos de San Miguel y la ciudad de Salta hay varios paleocauces que Ruiz Huidobro (1968) atribuyó a la migración del río Arenales.

Paleocauces fuera del valle de Lerma. En la sierra de Mojotoro se pueden reconocer por

lo menos tres paleocauces incididos varios cientos de metros en rocas de basamento Precámbrico-Paleozoico (identificados como 1, 2 y 3 en la Fig. 4; se trata de abras de viento o *wind gaps*). Los lechos inclinan hacia el este; sus puntos más altos coinciden con la divisoria de aguas y tienen cotas de 1.500 m el paleocauce 1, 1.380 m el paleocauce 2, y 1.280 m el pa-

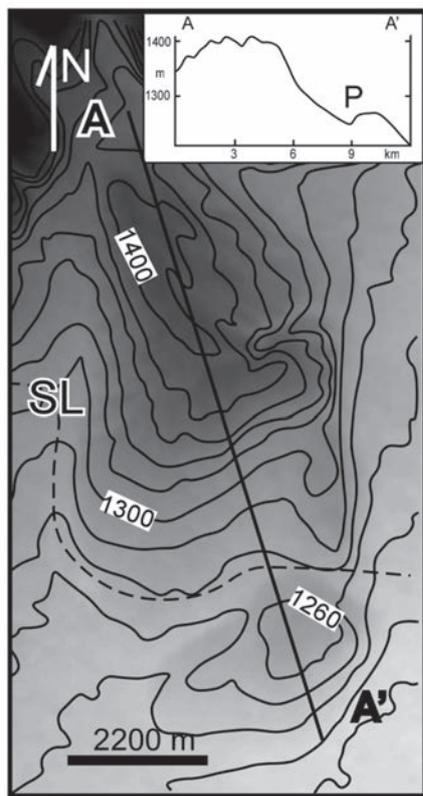


Figura 10: Modelo digital de elevación de las lomas de Medeiros con curvas de nivel sobreimpuestas. El perfil topográfico AA' está dibujado en el ángulo superior derecho; P indica la posición del paleocauce del río San Lorenzo. La línea de trazos indica la traza estimada del paleocauce. SL - río San Lorenzo.

leocauce 3. El paleocauce 2 desemboca con ángulo obtuso en el actual río Mojotoro (Fig. 4), sin evidencias de que se haya extendido más al sur.

Extrapolación visual permite correlacionar los paleocauces 1, 2 y 3 con los cursos actuales de los ríos Santa Rufina, Wierna y Arenales, respectivamente. Es razonable, entonces, construir perfiles longitudinales integrados, es decir, uniendo los cauces activos y los paleocauces inactivos. Se ha hecho esto para el río Wierna-paleocauce 2 (Fig. 11). El cauce del Wierna está unos 120 m por debajo del cauce abandonado 2; el perfil del río Santa Rufina muestra una relación similar con el cauce 1, con un desnivel de aproximadamente 100 m.

Los ríos Santa Rufina y Wierna desarrollan sendos abanicos aluviales inmediatamente aguas arriba del pie de la sierra de Mojotoro. Estos depósitos han disminu-

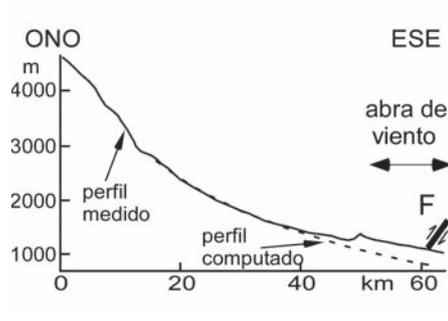


Figura 11: Perfil longitudinal del río Wierna y el paleocauce 2, o abra de viento de la quebrada de Gallinato. La línea de trazos indica el perfil ideal calculado aplicando la ley de Hack. Perfil extraído de imágenes ASTER DEM 30 m.

do el gradiente del lecho. Con datos del tramo superior del río Wierna, aguas arriba del depósito del abanico aluvial, se construyó un perfil que se ajusta a la ley de Hack (Hack 1973, Bull 2007) indicado con línea de trazos en la figura 12. La prolongación aguas abajo de este perfil ideal es paralela al perfil del paleocauce 2, lo cual apoya la idea de que ambos tramos pertenecieron a un mismo cauce activo en el pasado, que fue desmembrado estructuralmente durante el ascenso de la sierra de Mojotoro.

DISCUSIÓN

Hipótesis previas

Con anterioridad al presente trabajo el origen de las terrazas de Medeiros y de las abras de viento en la sierra de Mojotoro había recibido un tratamiento marginal. En la Memoria de la Hoja Geológica 7e Salta, Ruiz Huidobro (1968; el trabajo de campo habría sido ejecutado hacia 1956) hizo tres observaciones de interés para el presente estudio: a) reconoció la presencia de cauces antecedentes elevados e inactivos en la sierra de Mojotoro; específicamente identificó como tales a la quebrada de Gallinato y a la quebrada de Portezuelo, a lo largo de la cual corre la ruta nacional 9 al este de la ciudad de Salta; b) reconoció los paleocauces abandonados del río Arenales y los atribuyó a la elevación de los Cerrillos de San Miguel; y c) atribuyó las terrazas de Medeiros a un ascenso tectónico regional.

Medina (1981), en un trabajo referido específicamente al origen de las lomas de Medeiros, analizó la evolución morfológica en planta de los ríos Lesser, Vaqueros, Wierna, Caldera, y Mojotoro. Este autor postuló dos etapas evolutivas antes de llegar a la situación actual (Fig. 12). (a) Etapa inicial - La sierra de Lesser era drenada por un antiguo río (informalmente designado aquí W-L) formado por la combinación del tramo superior del actual río Wierna y del tramo inferior del actual curso del río Lesser, el cual flanqueaba la sierra de Vaqueros ya entonces elevada. El río W-L habría construido el abanico aluvial que subyace las lomas de Medeiros. Otro río (informalmente designado aquí W), coincidente con el curso inferior del actual río Wierna, drenaba el flanco oriental de la antigua sierra de Vaqueros. Al este, al pie de la sierra de Mojotoro, un antiguo río Caldera corría de norte a sur hasta confluir con el río Arenales. La quebrada del río Mojotoro no existía aún. (b) Etapa intermedia - Por erosión retrocedente el río W capturó el río W-L, derivando parte de la descarga de agua al cauce de W y dando origen al actual río Wierna. El tramo inferior del W-L quedó descabezado y alimentado únicamente por el escurrimiento proveniente de la sierra de Lesser al sur del río Wierna.

De acuerdo con este autor, la disminución del caudal en el río Lesser habría tenido como consecuencia el labrado de las terrazas de Medeiros. En esta etapa, la cabecera de un antiguo río consecuente sobre el faldeo oriental de la sierra de Mojotoro habría retrocedido por erosión hasta atravesar la sierra y capturar el río Caldera, y con él todo el caudal del sector septentrional del valle de Lerma. El curso inferior del río Caldera se habría secado y el drenaje de este sector del valle se habría concentrado en el nuevo río Mojotoro, dando el diseño actual de la red de drenaje. Gallardo *et al.* (1996) retomaron la noción de captura por erosión retrocedente, postulando una caída en el nivel de base como disparador del labrado de las terrazas de Medeiros. Tanto Medina (1981) como Gallardo *et al.* (1996) supusieron que

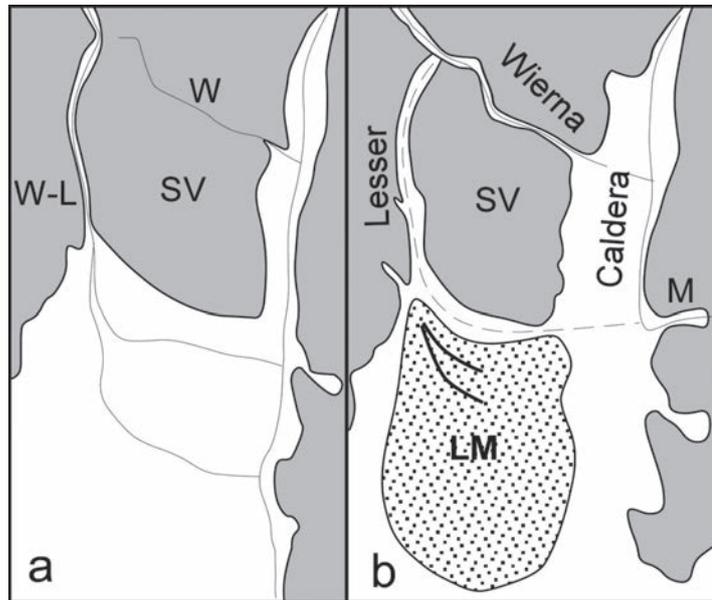


Figura 12: Esquema evolutivo del drenaje en el sector septentrional del valle de Lerma simplificado de Medina (1981). a) Etapa inicial. Las nacientes del río Wierna actual forman un curso con el río Lesser (aquí designado W-L). El río Caldera antiguo llegaba más al sur que el actual, hasta el río Arenales. b) Por erosión retrocedente el río consecuente W (designación informal) captura las cabeceras del W-L para dar el actual Wierna. También por erosión retrocedente el río Mojototo captura el Caldera. SV - sierra de Vaqueros, LM - lomas de Medeiros, M - río Mojototo.

el anticlinal de Vaqueros y las lomas de Medeiros fueron elementos topográficos pre-existentes y que la sierra de Mojototo ya estaba elevada, total o parcialmente, cuando estos eventos morfológicos ocurrieron. A continuación se analizan estas hipótesis.

Las terrazas de Medeiros

Las terrazas T1 a T4 muestran inclinaciones, tanto transversales como longitudinales, opuestas a las que debieron haber tenido las planicies aluviales de las cuales son un remanente. De ello se concluye que estas terrazas fueron elevadas y alabeadas durante el ascenso del anticlinal de Vaqueros, y que la incisión que ellas representan tuvo la tectónica como motor principal. Una disminución en el caudal por descaudamiento del río W-L habría disminuido la potencia fluvial y, por ende, también la capacidad de incisión. Una captura fluvial sí podría derivar en incisión aguas arriba del sitio de captura, fenómeno registrado en otras cuencas (e.g. Calvahe y Viseras 1997, Harvey 2007). La posibilidad de captura en el valle de Lerma

se discute en el siguiente acápite. Coincidimos con Ruiz Huidobro (1968) en un origen tectónico de las terrazas pero sostenemos que el ascenso fue de envergadura local, directamente relacionado al ascenso del anticlinal de Vaqueros.

A juzgar por la fuerte inclinación de los tramos orientales de las terrazas, el río que las labró habría tenido un gradiente similar al del río Lesser, con lecho de roca, y no al del río Vaqueros, con lecho de grava y arena. El alto gradiente condice con el transporte de los grandes bloques que tapizan las terrazas.

Origen del río Mojototo y captura del drenaje del valle de Lerma

Para una captura fluvial, es condición necesaria que el cauce del río capturador esté por debajo del cauce capturado (cf. Howard 1971, para una justificación general, y González Díaz y Castro Godoy 2008, para un ejemplo local). Esta situación no se pudo haber dado en el área de estudio. Los cauces consecuentes tienen sus tramos proximales varios cientos de metros por encima del lecho del valle de

Lerma. Debido a que la incisión vertical se torna infinitamente más lenta a medida que se avanza hacia las nacientes (cf. Bull 2007), el rebajar el perfil de uno de los actuales ríos consecuentes en la sierra de Mojototo hasta el nivel del piso del valle de Lerma llevaría un tiempo infinitamente prolongado. La existencia de paleocauces antecedentes al ascenso de la sierra de Mojototo, los cuales habrían sido extensiones de los ríos Santa Rufina, Wierna y Arenales, permite inferir un origen similar, es decir, como cauce antecedente, para el río Mojototo, con la salvedad de que éste logró persistir hasta el presente como cauce activo.

Origen del río Juramento

El desarrollo del lago Lerma en el sector austral del valle de Lerma es evidencia de la instauración de un régimen endorreico como consecuencia de la elevación de la serranía Mojototo-Castillejo en el Pleistoceno tardío (Gallardo *et al.* 1996, Malamud *et al.* 1996). La cuenca dejó de ser endorreica cuando logró una salida a través del río Juramento. Mon (2005) postuló que en un estadio inicial el cauce del Juramento se estableció acomodándose a bajos estructurales. Estos se encuentran a cotas cercanas a 1.140 m (Fig. 13), nivel que coincide con la altura que pudieron haber alcanzado las aguas del lago Lerma (cf. Malamud *et al.* 1996). En consecuencia, se postula que las aguas del lago Lerma subieron de nivel hasta alcanzar una salida por derrame, y que a partir de entonces incidieron el profundo cauce subsecuente por donde corre actualmente el río Juramento.

Cronología de la evolución topográfica

Es razonable postular que en el Pleistoceno temprano, antes del ascenso de las serranías interiores de Vaqueros y Cerrillos de San Miguel, y las marginales de Mojototo y Castillejo, existía una red de drenaje paralela que drenaba los contrafuertes occidentales de la Cordillera Oriental y descendía sin obstrucciones a las llanuras subandinas. La elevación del anticlinal de Vaqueros creó un obstáculo topográfico

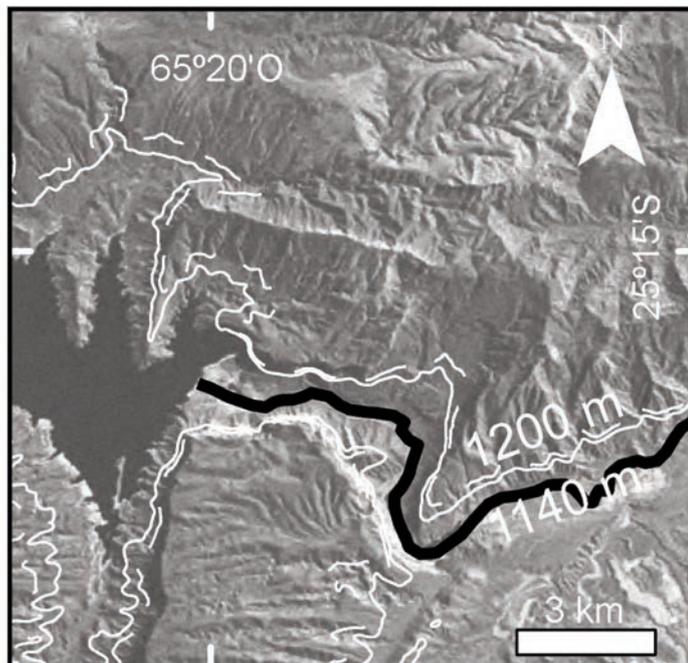


Figura 13: Nacientes del río Juramento en la sierra de Castillejo. El embalse Gral. Belgrano aparece a la izquierda. Se muestran las curvas de nivel para 1.140 y 1.200 m. Imagen tomada de Google Earth, coordenadas 25,27°S, 65,32°O, acceso 20/XII/2010.

que habría afectado el curso del río Wienera. Este río tuvo, sin embargo, merced al alto gradiente del cauce donde cruzaba el eje del anticlinal y a la carga de grava, la suficiente capacidad erosiva para incidir a través de la naciente estructura.

Al sur del río Wienera el escurrimiento se concentró en la quebrada que separa las sierras de Lesser y de Vaqueros, formando el río Lesser, el cual, al ingresar al valle originó el cono aluvial cuyos depósitos cubrieron en discordancia los estratos plegados de la Formación Piquete, relación que indica que este cuerpo se desarrolló después del inicio del levantamiento de la sierra de Vaqueros. Los depósitos del abanico fueron luego elevados durante la fase final de ascenso del anticlinal de Vaqueros. Durante el ascenso el río Lesser-Vaqueros incidió en ellos, labrando las terrazas de Medeiros. Al proceder la incisión el curso del río Vaqueros migró de una orientación ESE a la actual, dirigida netamente al este. En una etapa intermedia en el ascenso el antiguo río San Lorenzo incidió temporarily a través de estas lomas (Fig. 10). Más al sur, la elevación del anticlinal de los Cerrillos de San

Miguel pudo haber sido coetánea con la del anticlinal de Vaqueros.

El ascenso de la sierra de Mojotoro debió haberse iniciado con posterioridad al reposicionamiento de los cursos de los ríos Vaqueros y Arenales. Estos dos ríos, más el Santa Rufina y el Wienera, habrían surcado la zona de la futura sierra de Mojotoro con dirección ESE y exhondaron sendos cauces antecedentes cuando la sierra comenzó a elevarse. La alternativa de que los paleocauces 1, 2 y 3, y el cauce del actual río Mojotoro, se hayan originado por erosión retrocedente de ríos consecuentes implicaría suponer que la extensión hacia el oeste de estos últimos les llevó a coincidir con los cursos activos de los ríos Santa Rufina, Wienera, Vaqueros, y Arenales, situación sumamente improbable. Esta observación refuerza la más general dada en el apartado 'Origen del río Mojotoro y captura del drenaje del valle de Lerma'. En conclusión, la elevación de la sierra de Vaqueros y de los Cerrillos de San Miguel precedieron el ascenso de la sierra de Mojotoro.

La Formación Calvimonte, y la sección profunda (por debajo de la cota 1.120 m

s.n.m., aproximadamente) correlativa hacia el norte, bajo la ciudad de Salta, incluyen numerosas intercalaciones arcillosas. Ellas sugieren el desarrollo de planicies de inundación, o ambientes lagunares, y podrían reflejar el efecto de una incipiente topografía debida al ascenso de la sierra Mojotoro-Castillejo. Si esto fuera así, la mayor parte del Grupo Valle de Lerma se habría acumulado bajo el efecto de la barrera topográfica Mojotoro-Castillejo. Sólo habrían precedido el ascenso los depósitos de la Formación Lomas de Medeiros, que se acumularon antes de la migración del río Vaqueros hacia el norte.

Controles en la capacidad de incisión

La información disponible permite suponer que las sierras de Mojotoro y de Castillejo se elevaron en tiempos y a tasas similares. En cuanto a la litología, a similar nivel estructural y topográfico, en la sierra de Mojotoro afloran cuarcitas y en la de Castillejo areniscas. Experimentos en Sklar y Dietrich (2001) indican que la resistencia a la erosión de cuarcita puede ser un orden de magnitud mayor que para arenisca. No obstante, el drenaje en el sector norte del valle de Lerma mantuvo su condición exorreica durante el ascenso de la sierra de Mojotoro, mientras que el del sector sur se tornó endorreico por un período de tiempo no determinado, equivalente como mínimo al tiempo de depósito de las capas de la Formación Tajamar. Las causas de este desarrollo contrastante habrían estado ligadas a factores climáticos y topográficos.

Los ríos Santa Rufina, Wienera y Mojotoro tuvieron una elevada capacidad de incisión, a tal punto que los tres labraron cauces antecedentes en la naciente sierra de Mojotoro. Esta condición se atribuye a la combinación de elevados gradientes de cauce en el sitio de la emergente barrera y una fuerte descarga alimentada por las abundantes precipitaciones. Al inicio del ascenso de la sierra de Mojotoro no existía el depósito aluvial en el valle del Caldera, ni se habían desarrollado los abanicos aluviales de los ríos Santa Rufina y Wienera, de modo que estos ríos llegaban

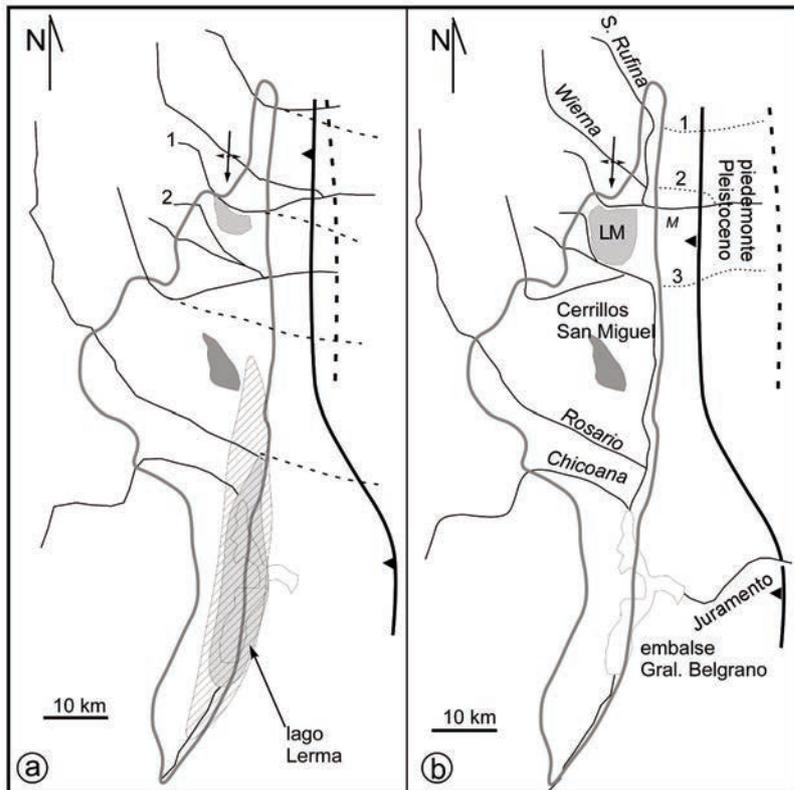


Figura 14: Esquemas de la evolución del drenaje en el valle de Lerma y serranías circundantes. a) Etapa temprana. La sierra de Vaqueros y los Cerrillos de San Miguel están formados, el abanico aluvial del Lesser está en desarrollo y el río San Lorenzo incide en él. El drenaje no está desviado por la serranía de Mojotoro-Castillejo (líneas delgadas de trazos). El piedemonte Pleistoceno está poco desarrollado (línea gruesa de trazos). El lago Lerma se expande hasta su máxima extensión. 1, 2 - ríos Lesser y San Lorenzo. El río Juramento no existe. b) Etapa actual. La sierra de Mojotoro está elevada y varios cursos fluviales han sido derrotados, quedando las abras de viento 1, 2 y 3. El río San Lorenzo contournea las lomas de Medeiros. El piedemonte del Pleistoceno está ensanchado hacia el este. El río Juramento está formado.

al sitio de ascenso con gradientes de cauce mayores que los actuales. Cuando los ríos Santa Rufina y Wierna fueron derrotados, sus caudales se sumaron al del río Mojotoro, favoreciendo así el mantener abierto el cauce. El paleocauce de Gallinato confluía con el cauce del antiguo Mojotoro, lo cual indica que, ya entonces, el río Mojotoro actuaba como colector y que la separación en subcuencas norte y sur se había establecido ya en el Pleistoceno (Fig. 14a).

El río Arenales también labró un cauce antecedente efímero en la sierra de Mojotoro. El abandono de este cauce pudo haber sido aproximadamente coetáneo con el abandono del paleocauce 2, a juzgar por la similar diferencia de cota entre ambos paleocauces y el piso del valle de Lerma, alrededor de 120 m. No hay evidencias de

que los ríos Rosario y Chicoana hayan labrado cauces antecedentes en la sierra de Castillejo. Los ríos Arenales, Rosario y Chicoana cruzan el valle de Lerma donde éste es más ancho, debido a la recesión hacia el oeste del frente de montaña (Fig. 14), recorriendo unos 20 km con un gradiente inferior a 1° . En consecuencia, sus tramos inmediatamente aguas arriba del pie de la serranía Mojotoro-Castillejo tienen muy bajos gradientes. Además, estos ríos tienen cuencas de drenaje extensas pero situadas en zonas de precipitación menor. Esta combinación de factores habría determinado que estos ríos hayan tenido baja capacidad de incisión.

El ensanchamiento del valle de Lerma probablemente estuvo relacionado con movimientos tectónicos en el lineamiento del Toro. Esta zona de fallas, cuya actividad

está demostrada por la sismicidad actual y por la deformación de estratos del Cuaternario (ver apartado 'Marco geológico y geográfico'), habría facilitado la erosión retrocedente del frente de montaña que derivó en la profunda entrante.

Ascenso de las sierras de Mojotoro y Castillejo

El tiempo de elevación de la sierra de Mojotoro está acotado por edades en dos tobas mencionadas arriba, con errores de entre 15 y 30% (ver apartado 'Estratigrafía'). La edad de la más antigua, 1,3 Ma, es anterior al plegamiento de la Formación Piquete y al depósito de los, aproximadamente, 70 m de grava y arena del abanico aluvial del Lesser expuesto en las lomas de Medeiros. La edad de la más joven, 0,3 Ma, por estar intercalada en depósitos aterrazados que no muestran alabeo atribuible al ascenso de la sierra de Mojotoro, marcaría un tiempo tope para el ascenso de esta sierra. Suponiendo que el bloque de Mojotoro demoró un millón de años en ascender 800 m, se obtiene una tasa de ascenso de 0,8 mm/año, superior a la tasa de ascenso regional de la Cordillera Oriental en los Andes Centrales, de 0,2 a 0,4 mm/año (Gregory-Wodzicki 2000, Mugnier *et al.* 2006).

La sierra de Castillejo probablemente inició el ascenso también en el Pleistoceno tardío, ya que está cubierta por estratos de la Formación Piquete (Vergani y Starck 1989). No ha sido posible fijar una edad para el final del ascenso. Seguramente ocurrió con posterioridad al depósito de los sedimentos lacustres de la Formación Tajamar.

CONCLUSIONES

Un análisis estratigráfico, geomorfológico y sedimentológico ha permitido establecer una cronología relativa para la orogénesis y los consiguientes ajustes en la red de drenaje en el valle de Lerma y serranías circundantes. Las conclusiones modifican sustancialmente interpretaciones publicadas con anterioridad. Se concluye que la sierra de Vaqueros y los Cerrillos de San

Miguel se elevaron con anterioridad al ascenso de la serranía de Mojotoro-Castillejo, y que el ascenso de la sierra de Mojotoro, y probablemente la de Castillejo, está acotado entre 1,3 y 0,3 Ma. En cuanto a la red de drenaje se concluye que la alternativa de incisión o de desvío frente a un obstáculo topográfico estuvo controlada por el gradiente de los cauces y, quizás en segundo lugar, por la abundancia de las precipitaciones. En cuanto a la relación entre los cursos fluviales y la orografía se concluye que los ríos Wierna y Mojotoro son antecedentes a las sierras de Vaqueros y de Mojotoro, respectivamente, y que el río Juramento es subsecuente a la sierra de Castillejo. No hay evidencias morfológicas que apoyen la captura del drenaje en el valle de Lerma septentrional por erosión retrocedente de un río consecuente al ascenso de la sierra de Mojotoro.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado con fondos de PIP-CONICET 400-98 y PICT-REDDES 1779 de la Agencia de Promoción Científica y Tecnológica. Las imágenes ASTER DEM fueron obtenidas de <http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>. ASTER GDEM es un producto de METI y NASA. Se agradece a la Dirección Provincial de Aguas de Salta la cesión de registros de pozos. Se agradece a los árbitros por la Revista los comentarios. Agradecemos al Dr. Ricardo Alonso la compañía en terreno y el compartir generosamente con nosotros sus conocimientos de la geología de Salta. GGB reconoce la colaboración de D. Carabanti, M. Hoyos y N. Larcher en una etapa inicial de la preparación de este manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aparicio González, P.A., Moya, M.C. e Impiccini, A. 2010. Estratigrafía de las rocas metasedimentarias (Neoproterozoico-Cámbrico) de la sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 17: 65-83.
- Baldis, B.A. y Omarini, R. 1984. El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico americano. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 64-78, S. C. de Bariloche.
- Baudino, G.E. 1996. Hidrogeología del Valle de Lerma, Provincia de Salta, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, 158 p., Salta.
- Bercheñi, G.G. 2006. Hidrogeología del oeste de la ciudad de Salta. Correlación de acuíferos y análisis de la producción de agua subterránea. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 120 p., Salta.
- Bianchi, A.R. 2005. Mapa digital de isohietas anuales del NOA: <http://www.inta.gov.ar/prorehoa/info/clima.htm> (Junio 2010).
- Bull, W.B. 2007. Tectonic geomorphology of mountains. A new approach to paleoseismology. Blackwell Publishing: 316 p., Maryland.
- Calvache, M.L. y Viseras, C. 1997. Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 93-105.
- Carabanti A.D. 2005. Las facies arenosas de la Formación Tajamar (Cuaternario) entre Talapampa y arroyo Seco (valle de Lerma, Salta). Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 105 p., Salta.
- Colombi, A., Difilippo, M., Fabroni, L., Toro, B., Viramonte, J.G. y Peralta, C.M. 1999. Prospección gravimétrica y modelo gravimétrico tridimensional del tramo septentrional del valle de Lerma, Salta: XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 298-303, Salta.
- Colombi, A., Difilippo, M., Fabroni, L., Pergalani, F., Toro, B. y Viramonte, J.G. 2002. Mapa de riesgo sísmico de la ciudad de Salta (Argentina) a partir de la respuesta a la amplificación sísmica local con el método "SHAKE": resultados finales. En: Cabaleri, N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.) 15º Congreso Geológico Argentino, Actas (CD-ROM): 35, 7 p., Calafate.
- Donaire, A.A. 2004. Estudio hidrológico del sector sureste de la ciudad de Salta. Departamento Capital, provincia de Salta. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 101 p., Salta.
- Ferreira, L.C. 1997. Estratigrafía y tectónica del tramo medio de la sierra de Mojotoro. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 50 p., Salta.
- 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. 11º Congreso Geológico de Bolivia, Actas: 483-493, Tarija.
- García, R.F. 1988. Hidrología del área comprendida entre las localidades de Cerrillos y San Agustín. Tesis de grado, Universidad Nacional de Salta, 89 p., Salta.
- García, V.H., Yagupsky, D.L., Winocur, D., Hongn, F. y Cristallini, E.O. 2011. Quaternary tectonics of the Lerma Valley, Eastern Cordillera, northwestern Argentina. En: 22nd Latin American Kolloquium (LAK), Abstracts: 65-66, Heidelberg.
- Georgieff, S.M. y González Bonorino, G. 1999. Depósitos aluviales al norte del río Corralito, un indicador sedimentario de la paleogeografía del Cuaternario del valle de Lerma, Salta. Actas 14º Congreso Geológico Argentino, 1: 62, Salta.
- Georgieff, S.M. y González Bonorino, G. 2004. Terrazas y sedimentación sintectónica en el Valle de Lerma (Lomas de Medeiros), Pleistoceno, Salta, Argentina. 10a Reunión Argentina de Sedimentología: 71-72, San Luis.
- Georgieff, S.M. y González Bonorino, G. 2005. Alluvial deposits and tectonic terraces, Pleistocene, Medeiros Hills, Argentina. En: 8º International Conference on Fluvial Sedimentology, Proceedings: 108, Delft.
- González, R.E., Marquillas, R.A. y Salfity, J.A. 1996. El Subgrupo Jujuy (Neógeno) en el límite Cordillera Oriental-Sierras Subandinas, Provincias de Jujuy y Salta, Argentina. 12º Congreso Geológico de Bolivia, Memorias 3: 1197-1204.
- González Bonorino, G., Boyce, J. y Koseoglu, B.B. 2003. Sísmica de reflexión de alta resolución en el estudio del Cuaternario de áreas de pie de monte. *Revista de la Asociación Geológica*, 58: 78-84, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y Castro Godoy, S. 2008. Arroyo Limay chico: un ejemplo de captura fluvial en la cuenca superior del Río Limay (SE de Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 76-83, Buenos Aires.
- Gregory-Wodzicki, K.M. 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America, Bulletin* 112: 1091-1105.
- Hack, J.T. 1973. Stream-profile analysis and stre-

- am-gradient index. *Journal of Research, U.S. Geological Survey* 1: 421-429.
- Hain, M.P., Strecker, M.R., Bookhagen, B., Alonso, R.N., Pingel, H. y Schmitt, A.K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S). *Tectonics* 30: doi:10.1029/2010TC002703.
- Harvey, A.M. 2007. High sinuosity bedrock channels: response to rapid incision - examples in SE Spain. *Revista Ciencia y Geociencia* 21: 21-47.
- Haselton, K., Hilley, G. y Strecker, M.R. 2002. Average Pleistocene climatic patterns in the southern Central Andes: Controls on mountain glaciation and paleoclimate implications. *Journal of Geology* 110: 211-226.
- Hernández, R.M., Galli, C.I. y Reynolds, J. 1999a. Estratigrafía del Terciario en el noroeste argentino. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del noroeste argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 316-328, Salta.
- Hernández, R.M., Disalvo, A., Boll, A., Gómez Omil, R. y Galli, C. 1999b. Estratigrafía secuencial del Grupo Salta, con énfasis en las subcuencas de Metán-Alemania, noroeste argentino. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del noroeste argentino*, XIV Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 263-283, Salta.
- Hongn, F., del Papa, C., Powell, J., Petrinovic, I., Mon, R. y Deraco, V. 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26°S): Control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology* 35: 271-274.
- Howard, A.D. 1971. Simulation model of stream capture. *Geological Society of America, Bulletin* 82: 1355-1376.
- Hoyos, M.A. 2005. Estratigrafía y sedimentología de las terrazas cuaternarias de río La Caldera, Salta. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 98 p., Salta.
- Kleinert, K. y Strecker, M.R. 2001. Climate change in response to orographic barrier uplift: Paleosol and stable isotope evidence from the late Neogene Santa María basin, northwestern Argentina. *Geological Society of America, Bulletin* 113: 728-742.
- Kley, J. y Monaldi, C.R. 1999. Estructura de las Sierras Subandinas y del Sistema de Santa Bárbara. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del noroeste argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 415-425, Salta.
- Kley, J., Monaldi, C.R., Rossello, E.A. y Ege, H. 2005. The Eastern Cordillera of the Central Andes: Inherited mechanical weakness as a first-order control on the Cenozoic orogeny. 6° International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Extended Abstracts: 432-435, Barcelona.
- Larcher, N.E. 2006. Estudio hidrogeológico del sector norte de la ciudad de Salta en relación a la ubicación de un nuevo pozo de abastecimiento de agua en la Universidad Nacional de Salta. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 101 p., Salta.
- Li, M.S. 1994. Levantamiento expeditivo del cordón de Lesser entre los paralelos 24°30' y 24°48' latitud sur, Salta, Argentina. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 66 p., Salta.
- Malamud, B.D., Jordan, T.E., Alonso, R.A., Gallardo, E.F., González, R.E. y Kelley, S.A. 1996. Pleistocene Lake Lerma, Salta Province, NW Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 103-114, Buenos Aires.
- Medina, A.J. 1981. Naturaleza y presunto origen de las Lomas de Medeiros. Departamento Capital, provincia de Salta. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 50 p., Salta.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L. 1979. Sierras Subandinas. En: *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 95-137, Córdoba.
- Mon, R. 2005. Control tectónico de la red de drenaje de los Andes del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 3: 461-466, Buenos Aires.
- Mon, R., Monaldi, C.R. y Salfity, J.A. 2004. Interferencia de pliegues en el valle del río Jaramento-Cordillera Oriental (provincia de Salta). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 213-219, Buenos Aires.
- Monaldi, C.R., González, R.E. y Salfity, J.A. 1996. Thrust fronts in the Lerma Valley (Salta, Argentina) during the Piquete Formation deposition (Pliocene-Pleistocene). 3rd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Extended Abstracts: 447-450, St. Malo.
- Moya, M.C. 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 219-238, Buenos Aires.
- Mugnier, J-L., Becel, D. y Granjeon, D. 2006. Active tectonics in the Subandean belt inferred from the morphology of the Rio Pilcomayo (Bolivia). En: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T. y Fisher, D.M. (eds.) *Tectonics, climate, and landscape evolution*, Penrose Conference Series, Geological Society of America Special Paper 398: 353-370.
- Ruiz Huidobro, O.J. 1955. Tectónica de las Hojas Chicoana y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10: 7-43, Buenos Aires.
- Ruiz Huidobro, O.J. 1968. Descripción geológica de la Hoja 7e, Salta. Instituto Nacional de Geología y Minería: 46 p., Buenos Aires.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1999. La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 613-626, Buenos Aires.
- Sklar, L.S. y Dietrich, W.E. 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology* 29: 1087-1090.
- Vergani, G. y Starck, D. 1989. Aspectos estructurales del Valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca* 20: 2-9, Buenos Aires.

Recibido: 01 de junio, 2011.

Aceptado: 13 de enero, 2012.