

Análisis morfogénico y paleoambiental de la cuenca Balcosna – San Ignacio

Toledo, Mario Arnaldo

Instituto de Geología del Cuaternario y Paleoclimas, Fundación Miguel Lillo. Miguel Lillo 251, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina. geotolma@hotmail.com

► **Resumen** — Se presenta el estudio morfogénico de la cuenca Balcosna-San Ignacio, la cual comprende el Noroeste del departamento La Cocha, provincia de Tucumán y Norte del departamento Paclín, provincia de Catamarca. Esta cuenca muestra un relieve de fuertes contrastes, donde se diferencia: zona montañosa, valle de altura, piedemonte y llanura aluvial. De manera tal que se observan diversas Unidades Geomorfológicas, desarrolladas en rocas y sedimentos de variada granulometría. Los principios adoptados para la descripción morfogénica de estas unidades fueron tomados de Derruau (1966), Viers (1973) y Van Zuidam (1976). Se describen las unidades de origen estructural denudativo (superficie cumbrial aplanada, laderas denudacionales), unidades de origen denudativo (glacis de erosión, glacis cubierto disecado, colinas residuales, cono glacis, valles en V y fondo plano), unidades de origen estructural (escarpa erosiva y estructural), y las unidades de origen fluvial (abanico aluvial, terrazas fluviales y cauce actual). En base a las geoformas descriptas y los sedimentos que las componen se realiza la interpretación paleoambiental de la zona.

Palabras claves: Cuenca Balcosna-San Ignacio, Morfogénesis, Evolución Paleoambiental.

► **Abstract** — “Morphogenetic and paleoenvironmental analysis of the Balcosna – San Ignacio basin”. We present a morphogenetic study of the Balcosna-San Ignacio basin, which includes northwestern La Cocha department, Tucumán province, and northern Paclín department, Catamarca province. The basin shows a relief with strong contrasts, where we differentiate: mountainous area, high valley, foothills and alluvial plain. Thus, different geomorphological units are observed, developed in rocks and sediments of varying grain size. The principles adopted for the description of these morphogenetic units were taken from Derruau (1966), Viers (1973) and Van Zuidam (1976). We describe the units of structural denudation origin (cumbrial flat surfaces, denudation slopes), units of denudation origin (erosion glacis, covered dissected glacis, residual hills, fan glacis, flat bottom and V valleys), units of structural origin (erosion and structural scarps), and units of fluvial origin (alluvial fans, fluvial terraces and present channel). Based on the described geoshapes and their sediments a paleoenvironmental interpretation of the area is made.

Keywords: Balcosna-San Ignacio Basin, Morphogenesis, Paleoenvironmental Evolution.

INTRODUCCIÓN

El área de trabajo se ubica en la Provincia Geomorfológica Sierras Pampeanas, comprende la cuenca del río Balcosna-San Ignacio. Este río tiene sus nacientes en el Valle de Balcosna (provincia de Catamarca) e ingresa a territorio tucumano por una profunda quebrada que atraviesa la zona montañosa, luego discurre por el piedemonte y llanura aluvial hasta desaguar en el río Marapa.

La cuenca se encuentra dentro del área comprendida entre los 65°22'30" y los 65°45'00" de longitud oeste de Greenwich y entre los 27°37'30" y los 27°54'30" de latitud sur de Ecuador, con una superficie de 373 km². Limita al Norte con el C° Quico y la divisoria de aguas entre la cuenca del río Marapa y San Ignacio (provincia de Tucumán), al Sur por la Loma Atravesada y la ladera norte de las Cumbres del Molle (provincia de Catamarca) y el A° El Sueño (provincia de Tucumán), al Oeste por las Cumbres de Balcosna y Cumbres de Los Pinos. Su límite Este no tiene una referencia geográfica.

ca destacable, excepto por la desembocadura del río Balcosna-San Ignacio en el río Marapa (Figura 1).

La geología de la región está representada por: un basamento metamórfico de edad precámbrica, compuesto por gneis y esquistos, un cuerpo intrusivo de composición granítico-granodirítico de edad carbónica (Granito San Ignacio – Los Pinos), en forma discordante se apoyan estratos de monoclinales del Terciario (Grupo Aconquija) de rumbo NNO, con inclinación hacia el Este, compuestos de areniscas tobaceas, limolitas, arcilitas y calizas, asignados al Plioceno. El Cuaternario está representado por loess, paleosuelos, cenoglomerados, fanglomerados, arenas, gravas y arcillas y los suelos actuales.

La orografía del área de estudio forma parte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales de Tucumán y Catamarca (Camino, 1979), y del Bloque de Ambato (Gutierrez *et al.*, 2003). Se denomina también Área Serrana Sudoeste de la provincia de Tucumán (Alderete, 1998).

Desde el punto de vista morfogénético, la cuenca Balcosna-San Ignacio presenta diversas geoformas, las cuales son estudiadas, analizadas y clasificadas con el propósito de realizar la reconstrucción paleoambiental de la zona.

METODOLOGÍA

El reconocimiento de las geoformas y su distribución espacial, fue realizado a través de la fotointerpretación de fotografías aéreas a escala 1:50.000 del año 1968. La información obtenida fue actualizada con imágenes de satélites SPOT (año 1986) y Landsat (años 1990, 1996 y 2002).

Una vez definidas las áreas muestras se realizó el control de campo para la descripción de las geoformas y de los sedimentos que las componen.

La clasificación morfogénética fue realizada en base a los criterios establecidos por Verstappen y Van Zuidam (1975, 1991), quienes agrupan a las formas del relieve en Sistemas Morfogénéticos, de acuerdo a los procesos que les dieron origen.

Se efectuaron dataciones radio carbónicas (AMS) en la Universidad de Colorado E.E.U.U. de tres muestras de loess extraídas de la secuencias de loess y paleosuelos aflorantes en la cuenca de Balcosna.

RESULTADOS

MORFOGÉNESIS

El relieve de la cuenca Balcosna-San Ignacio es sumamente contrastado y producto



Figura 1. Ubicación de la Cuenca Balcosna-San Ignacio.

de factores antagónicos como la erosión y la sedimentación, conjuntamente con la actividad tectónica. En la Figura 9 se muestra el Mapa Morfofenético, confeccionado siguiendo los criterios de Derruau (1966), Viers (1973) y Van Zuidam (1976), por lo que se agruparon los ambientes morfofenéticos reconocidos en:

1. Unidades de origen estructural / denudativo.—

1.1. Superficie cumbrial degradada / aplanada.— Se encuentran en las áreas más elevadas, desarrolladas sobre las rocas metamórficas y graníticas, se caracterizan por un relieve plano a suavemente ondulado y se ubican en las divisorias de aguas de las Cumbres de Balcosna, Cumbres del Potrerillo, Cumbres de Los Pinos, Cerro Quico y Cumbres de Los Llanos. Presentan cobertura lésica y arenas eólicas, sobre los que se observan suelos incipientes.

Según Derruau (1966), estas superficies se forman por meteorización física y escurri-

miento mantiforme bajo clima árido a semiárido. La acción de la meteorización física es más efectiva en rocas resistentes, a través de la disgregación granular y su degradamiento uniforme. La acción del escurrimiento mantiforme contribuye a la eliminación de las partículas de menor diámetro. Estas superficies son un rasgo distintivo de las Sierras Pampeanas (Sayago, 1983) y según Serret (1978) se desarrollan bajo clima tropical a subtropical húmedo, con intensa meteorización durante el periodo tropical húmedo, y posterior encajamiento de cauce y depresión de napas en la transición a condiciones subtropicales con marcado contraste estacional. Finalmente, el establecimiento de condiciones desérticas facilita la degradación de la vegetación y evacuación del sustrato meteorizado.

1.2. Laderas denudacionales.— Los rasgos superficiales que presentan las laderas son el reflejo de la marcada asimetría morfoestructural de los bloques que componen las Sie-

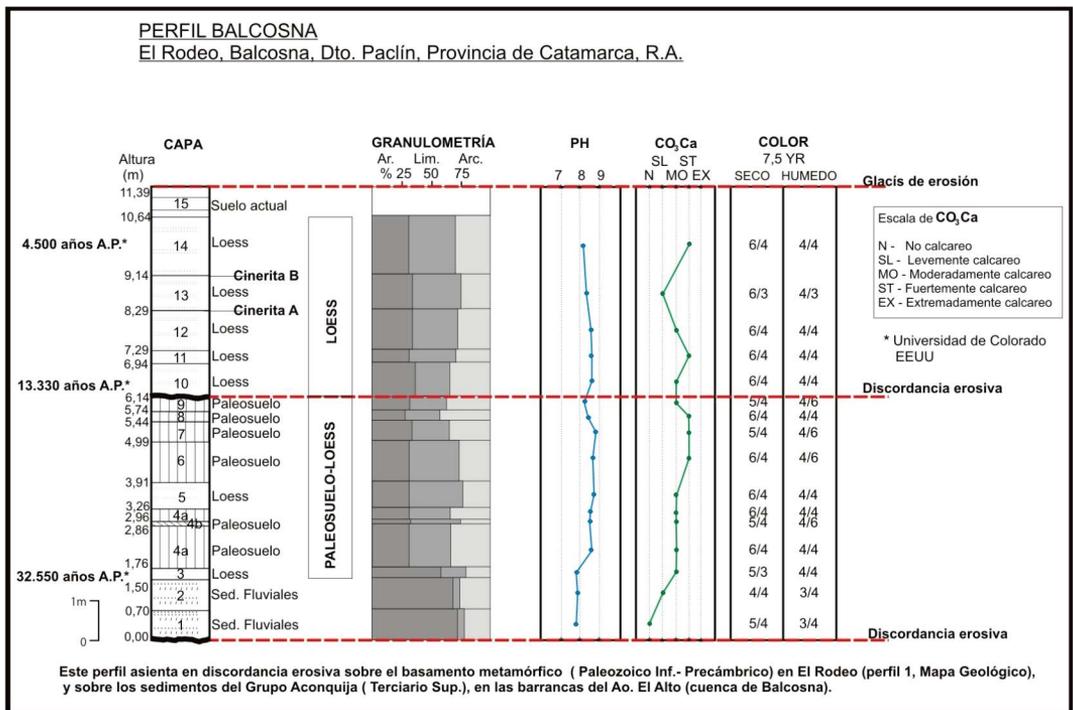


Figura 2. Perfil Balcosna. Esta secuencia representa el relleno de fondo de valle y los materiales que componen el glacis de piedemonte.

rras Pampeanas. Estos bloques son asimétricos, con laderas de pendientes escarpadas hacia el cuadrante SO y suaves hacia el cuadrante NE.

Estas unidades se desarrollaron sobre las rocas graníticas de Cumbres de Los Pinos, Cerro Quico, Cumbres de Balcosna y sobre rocas metamórficas en Cumbres de Los Llanos, Cumbres de Balcosna y Cumbres del Potrerillo.

Las laderas de exposición Noreste constituyen el remanente basculado de una extensa peneplanicie desarrollada durante gran parte del período Terciario y/o Paleozoico. Estos bloques, basculados por fallas inversas de alto ángulo dieron origen al valle estructural de Balcosna. Se caracterizan por presentar valles en «V», escarpas estructurales, nichos de deslizamientos inactivos y marcado control estructural de la red de drenaje. Lo que indica que los principales procesos morfogenéticos fueron la disección fluvial y los procesos de remoción en masa, influenciados por la actividad tectónica.

Las laderas de exposición Sudoeste muestran pendientes más abruptas, y en el análisis genético, relacionado con la tectónica

corresponden a la escarpa de falla. Presentan profundos valles y desplomes de material suelto.

2. Unidades de origen denudativo.—

2.1 Glacís de erosión.— Se diferenciaron dos tipos de glacís de erosión, en función de sus características litológicas y morfocronológicas: Glacís de erosión terciario/ disecado/ primer nivel: desarrollado sobre sedimentos compuestos de limolitas, arcilitas y areniscas del período Terciario (Grupo Aconquija) y Glacís de erosión cuaternario/ glacís de piedemonte/ segundo nivel: desarrollados sobre Loess y Paleosuelos.

Según Viers, (1973) el glacís de erosión se define como un tipo de superficie de aplanamiento que descansa sobre un relieve montañoso, con una pendiente que va moderándose lentamente de arriba hacia abajo, pasando del 8% al 1% o al 2% cuando se trata de grandes glacís, y manteniéndose entre el 8% y el 5% en glacís más cortos. Se forman bajo condiciones de clima árido a semiárido (secos, con precipitaciones espaciadas pero muy violentas) y a partir de procesos tales como disgregación mecánica y

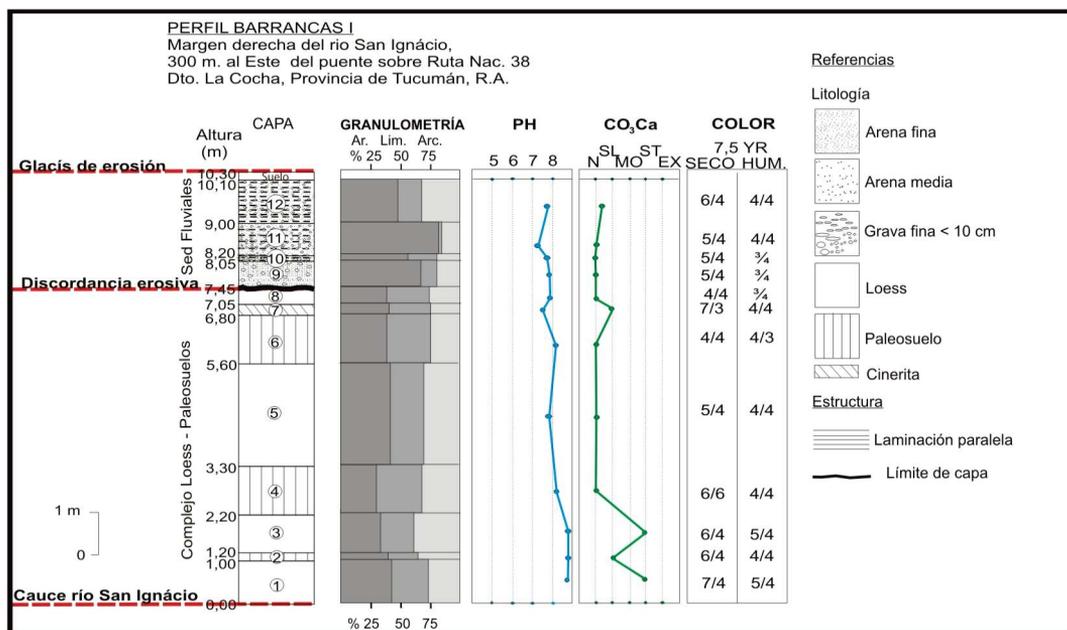


Figura 3. Perfil Barrancas I. Esta secuencia muestra la transición de un ambiente eólico con desarrollo de suelos a un ambiente fluvio-aluvial.

química de las rocas, escurrimiento mantiforme o manto de inundación, que recubre toda la superficie del glacis o como arroyada difusa en forma de riachuelos anastomosados y divagantes, estos riachuelos no se profundizan y ningún surco predomina sobre los demás. Durante las precipitaciones intensas toda la superficie es limpiada y erosionada por este proceso, sin que el glacis se haya disecado verdaderamente. La combinación de estos procesos es conocida como *glaciplanación*. Los relictos de antiguos glacis se han conservado tanto mejor cuando mas canalizadas en el fondo de algunos valles están actualmente las masas de agua que antes divagaban por su superficie.

Para Derruau, (1966) el glacis es una topografía de pendiente longitudinal neta (media entre 1% y 5%), constante o ligeramente cóncava, pero sin pendiente lateral. Si las corrientes se encajan en el glacis, es debido a un rejuvenecimiento. Derruau considera que el glacis es una forma del pasado, y agrega que no es una forma de colmatación. Coincide con Viers (1973) en cuanto los me-

canismos involucrados en su génesis e incluye dentro de estos procesos el zapamiento (destrucción de un relieve por la base).

Van Zuidam (1976), considera a los glacis como una forma pedemontana caracterizada por un plano extenso, débilmente ondulado afectado por surcos o ramblas, con pendientes de entre 1-2° y 7°, desarrollado al pie de un relieve estructural. De acuerdo con Viers y Derruau, *Op.Cit.*, considera que el ambiente genético es dominado por un clima árido a semiárido.

2.1.1. *Glacis de erosión terciario/ disecado/ primer nivel.*— Haría constituido una forma de gran distribución en Balcosna y en La Cocha, que fue desarrollada sobre las rocas terciarias (Grupo Aconquija). Los glacis muestran en Balcosna un relieve caracterizado por interfluvios en forma de lomas o colinas aisladas y una red hidrográfica densa y profundamente encajada, con laderas de fuertes pendientes. Se observan superficies planas, remanentes de estas antiguas superficies de aplanamiento en las cimas de las

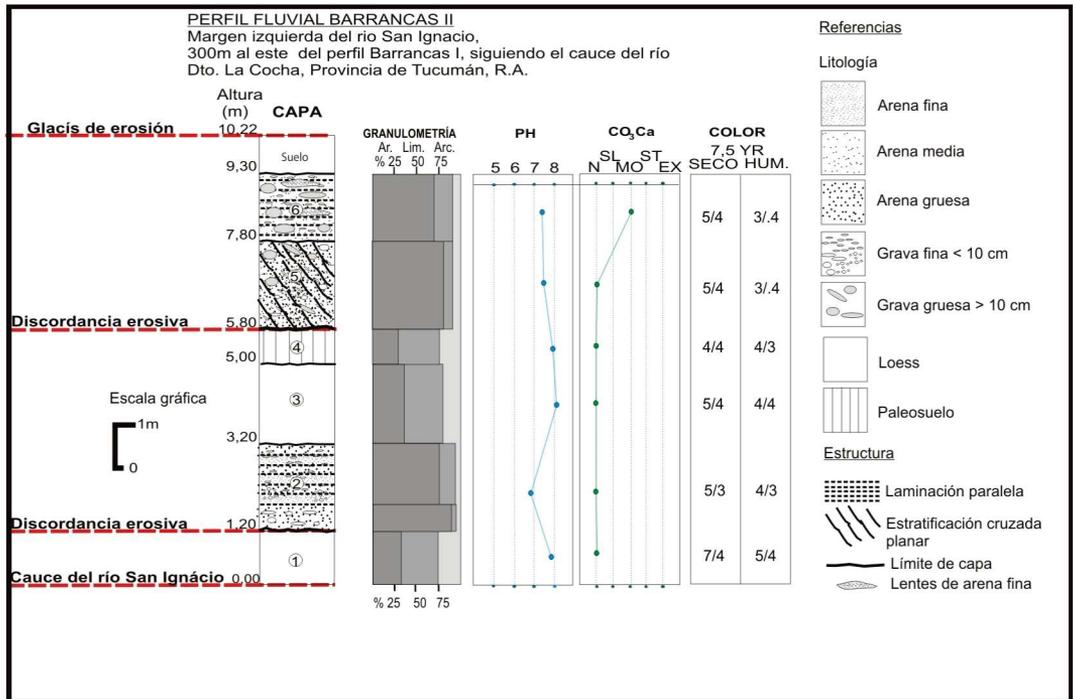


Figura 4. Perfil Barrancas II. Esta secuencia muestra la alternancia de ambientes eólicos y fluviales.

lomadas que se encuentran al pie de las Cumbres de Balcosna, Cumbres del Potrerillo, Cumbre de Los Pinos, Cumbres del Molle y Loma Atravesada.

En La Cocha, este glacis se encuentra cubierto por fanglomerados y arenas en las localidades de Monte Grande y A° El Sueño, y conforma el núcleo de las lomadas existentes en ese lugar. Se encuentran cubiertas por fanglomerados y sedimentos loésicos en el piedemonte y en la transición hacia la llanura aluvial. En las localidades de San Ignacio, Los Pizarro y Huasa Pampa Norte, se infiere la presencia de estos glacis en el subsuelo, al observar la complejidad del relieve, caracterizado por pendientes de orientación variable.

Esta paleoforma se habría generado por los procesos de *glaciplanación* que habrían actuado bajo la influencia de un clima árido a semiárido durante el Terciario Superior-Holoceno Inferior. Un cambio a condiciones climáticas más húmedas o a un clima esta-

cionalmente más contrastado, habría facilitado la incisión hídrica en los sedimentos terciarios, lo que produjo profundas modificaciones en la paleosuperficie, desarrollando una red de drenaje que modificó a la vez el sentido general del escurrimiento superficial, e incrementó el aporte de las laderas hacia los cauces principales. No se descarta la influencia de la tectónica en la modificación del equilibrio por cambios en el nivel de base.

2.1.2. *Glacis de erosión cuaternario/ glacis de piedemonte/ segundo nivel.*— Es la geoforma de mayor distribución areal del piedemonte oriental de la Cumbre de Los Llanos y transición a la llanura aluvial de La Cocha. La superficie de estos glacis de erosión fue labrada sobre los depósitos de loess y paleosuelos, es suavemente ondulada, con pendientes de entre 3% y 12%, se encuentra disecada por corrientes temporarias, cárcavas y barrancos producidos por erosión hídrica.

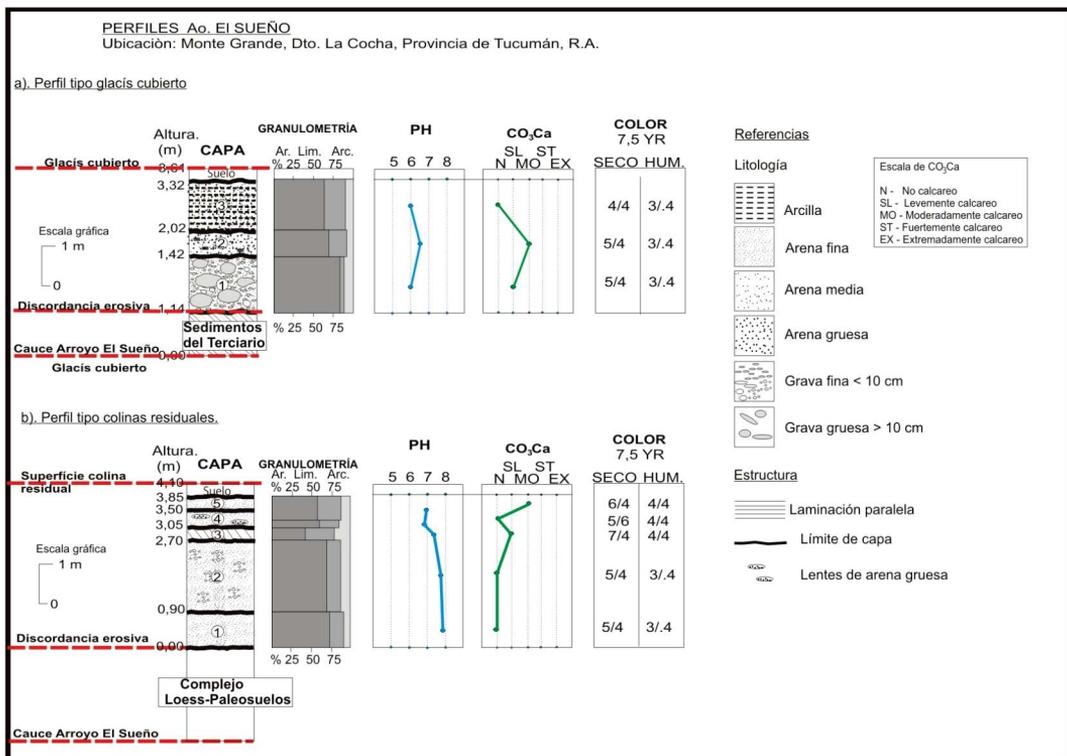


Figura 5. Perfiles representativos del Glacis Cubierto y las Colinas Residuales, ubicados en las nacientes del A° El Sueño, localidad de Monte Grande, La Cocha.

En Balcosna ocupa el centro del valle, encontrándose principalmente en la ladera oriental de Cumbre de Los Pinos, en la base de la ladera oriental de Cumbres de Balcosna, en los interfluvios del río Balcosna, en los valles longitudinales de orientación preferencial NO-SE generados por las fallas que afectaron a los sedimentos terciarios y como parches aislados entre los remanentes del glacis de erosión primer nivel.

Este glacis se tiende sobre la ladera oriental de la Cumbre de Los Pinos, presenta una superficie que es concordante con la estratificación y una línea de contacto suave con el cuerpo montañoso. Hacia abajo toma contacto con el valle fluvial del río Balcosna, donde pueden observarse profundos barrancos de paredes verticales, generados como consecuencia de la erosión lateral de cauce sobre los materiales loésicos.

Al sur de la cuenca, el glacis de erosión penetra en los valles de los relieves más sobresalientes, conectándose con las laderas a través de una línea sinuosa con numerosas entrantes llamados golfos y conocida como *embayment* por los anglosajones o *rinconada* por los sudamericanos (Viers, 1973). En los

valles longitudinales y en muchos casos estrechos donde ingresa el glacis en forma de *corredores* (Viers, 1973) se observan glacis-terrazas, originados por la erosión linear de las corrientes fluviales sobre los materiales que componen el glacis.

2.1.2.1. Sedimentos que componen el glacis de piedemonte.— Los glacis de piedemonte están compuestos por secuencias de loess y paleosuelos, con lentes de cinerita. Estas secuencias asientan sobre rocas metamórficas, graníticas, terciarias y sedimentos fluviales del Cuaternario. En algunos casos se encuentran interestratificados y cubiertos por sedimentos fluviales.

En Balcosna se describió un perfil representativo de estas secuencias (Figura 2) compuesto por un conjunto litológico de 11,39 m de potencia e integrado por 14 capas. Dos de ellas representan secuencias fluviales y las restantes son capas alternantes de loess y paleosuelos. Los espesores de estas capas varían entre 0,26 m a 1,50 m y sus colores fluctúan de pardo a pardo claro. La textura varía desde franco arcillo arenoso en las capas inferiores, pasando de franco a franco

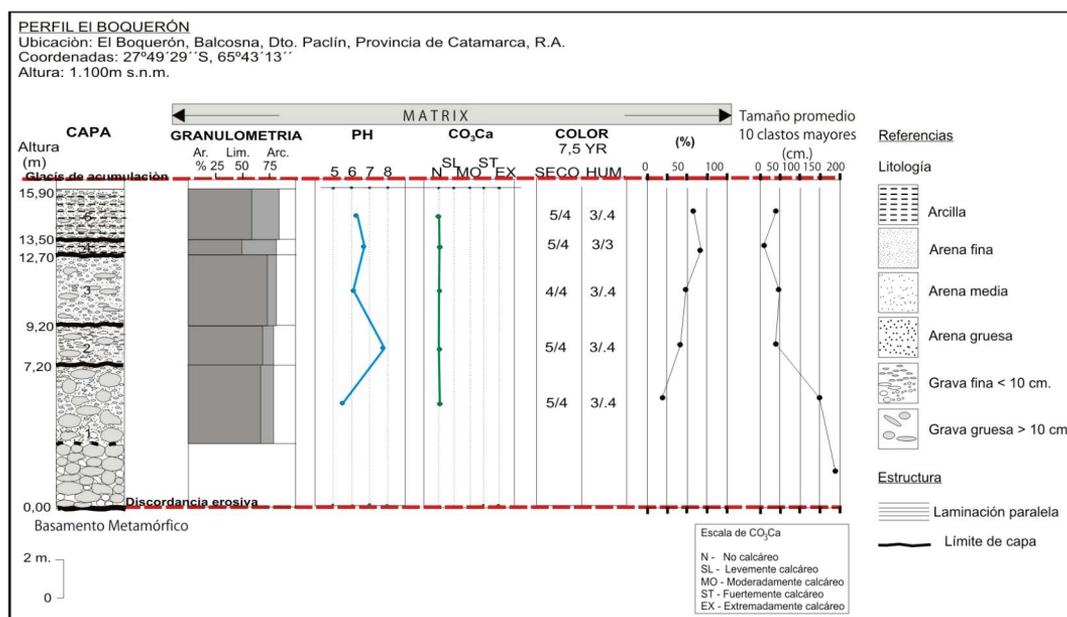


Figura 6. Cenogluclerados del El Boquerón. Estos sedimentos conforman el cono glacis ubicado al Norte de Balcosna.

arcillosa en las capas superiores. Las secuencias que representa este perfil adquieren mayor desarrollo en el fondo de la cuenca, y presentan además una amplia distribución espacial.

El perfil Balcosna asienta en discordancia erosiva sobre el basamento metamórfico (Formación Suncho) y sobre el Terciario (Grupo Aconquija). Hacia el techo termina en una superficie aplanada, ligeramente inclinada, (glacís de erosión).

Las capas de este perfil fueron divididas en tres grupos:

- Depósitos fluviales: representados por las capas 1 y 2.
- Paleosuelos - Loess: representados por las capas 3 a 9.
- Loess: representados por las capas 10 a 14.

En el perfil Balcosna no se observaron capas de cinerita. Sin embargo, en otros sitios del valle como: A° El Alto, Balcosna de Afuera y El Pero, se encuentran dos capas de cinerita, en forma de lentes y de escasa extensión horizontal.

A través de correlaciones entre los perfiles estudiados se determinó que estas capas se encuentran ubicadas: una en la base de capa 13 del perfil Balcosna, la que se denominó Cinerita A, y la otra se ubica en el techo de la misma capa y se denominó Cinerita B.

Las dataciones radiométricas sobre carbono 14 de muestras de loess del Perfil Balcosna muestran antigüedades de 32.550 años AP en la capa 3, la cual asienta sobre sedimentos fluviales, 13.330 años AP en la capa 10, ubicada sobre la discordancia erosiva y 4.500 años AP en la capa 14, ubicada debajo del suelo agrícola.

En La Cocha se describió el Perfil Barrancas I (Figura 3) conjunto litológico de 10,30m de potencia integrado por 12 capas. Siete de estas capas representan una secuencia alternada de loess y paleosuelos, una de ellas es un depósito de cinerita y las cuatro capas restantes son depósitos fluviales. Los espesores de estas capas varían de 0,20 m a 2,30 m y los colores fluctúan de pardo a pardo claro.

La textura cambia de franco a franco arcillosa en las capas loésicas y de franco arcillo arenoso a franco arenoso gravilloso en las capas de origen fluvial.

El perfil Barrancas I fue descrito a partir del cauce actual del río San Ignacio. En este perfil, las capas loésicas se encuentran cubiertas por un potente espesor de depósitos fluviales compuestos de arena media a gruesa. Estos depósitos están relacionados genéticamente con el abanico aluvial del río San Ignacio (Tineo *et al.*, 1990).

Las capas de este perfil fueron divididas en dos grupos:

- Paleosuelo - Loess - Cinerita: Capas 1 a 8, la capa 7 (Cinerita), es equivalente a la Cinerita A de Balcosna
- Depósitos fluviales: Capas 9 a 12.

Estos depósitos de origen eólico y fluvial, forman parte de una espesa secuencia que aflora en las barrancas del río San Ignacio. En estas barrancas, las capas de loess y paleosuelos, se encuentran también interestratificadas y cubiertas por los depósitos fluviales (Figura 4). Estas secuencias evidencian importantes cambios ambientales, con pulsos climáticos húmedos (sedimentos fluviales y paleosuelos) y pulsos climáticos secos (loess) alternados, ocurridos durante el Holoceno Superior.

2.2. Glacís cubierto disecado.— Se encuentran en el piedemonte sur de La Cocha. Forman un paisaje de lomadas aterrazadas que constituyen los remanentes de una antigua superficie desarrollada sobre sedimentos terciarios bajo clima árido a semiárido, que correspondería temporalmente al glacís de erosión terciario/ disecado/ primer nivel, cubierto por depósitos fanglomerádicos y arenas, durante un período climático más húmedo o estacionalmente contrastado.

La Figura 5a), muestra un perfil representativo del material constituyente de estos glacís, que fueron observados en las nacientes del A° El Sueño. Estos perfiles asientan en contacto ondulado a irregular sobre sedimentos terciarios. Los fanglomerados se encuentran en capas de 3 a 4 m de espesor con bloques subredondeados, de composición

ígnea y metamórfica de bajo grado de selección insertos en una matrix limo-arenosa, sin estructuras sedimentarias. Los agentes de transporte que actuaron fueron de alta energía y moderada fluidez.

Viers (1973) define esta forma como una superficie de erosión cubierta por un manto aluvial, con un espesor tal que escondió el sustrato completamente. Van Zuidam (1976) lo define desde el punto de vista genético como un glacis mixto y de acuerdo con su morfología, como una superficie de aplanamiento con una pendiente de 0,5° a 7°, con ondulaciones suaves y ramblas, al que también denominó glacis enterrado.

2.3. Colina residual pendiente fuerte alta y suave baja.— Topográficamente, corresponden al nivel intermedio entre la superficie del glacis cubierto y la superficie del glacis de erosión segundo nivel ubicado en el piedemonte de La Cocha. Estas colinas rodean a los glacis cubiertos y presentan dos tipos de pendientes de acuerdo a la posición topográfica que ocupan en el terreno y a la litología sobre las cuales se desarrollaron. Es así, que las colinas de pendientes fuerte alta se encuentran en la parte superior, se desarrollaron sobre los materiales fangloméricos y presentan taludes verticales. Actúan como fuente de aporte de sedimentos y pueden ser clasificadas como colinas denudacionales.

Las colinas de pendientes suave baja presentan un perfil longitudinal ligeramente cóncavo, se encuentran en la base del glacis cubierto y se habrían formado por la acumulación de los materiales aportados por el nivel superior. Esta unidad puede ser considerada como un relieve de transición. Cuando están asociadas únicamente al primer nivel de glacis presentan valores de pendiente menores a los 3°, por lo que también se las clasifica como suave baja, muestran morfologías de cimas planas o redondeadas y son de escasa altitud. Un perfil representativo de estas colinas residuales se muestra en la Figura 5b.

En Balcosna las colinas residuales se encuentran rodeando a los glacis de erosión disecados / primer nivel, y presentan pen-

diente de 6° a 7°, por lo que se las clasificó de pendientes fuerte alta.

Las colinas residuales pueden considerarse equivalentes al glacis lateral, forma definida por Van Zuidam (1976) como glacis mixto entre un glacis de acumulación y un glacis de erosión que longitudinalmente tiene una pendiente de 3° a 7° y su superficie presenta suaves ondulaciones, surcos y entrelazamientos.

2.4. Cono glacis.— Fue observado en El Boquerón, al Norte de la cuenca de Balcosna, confluencia del río Balcosna con el A° Las Cumbrecitas. Está compuesto por un cenoglomerado de clastos subredondeados a subangulosos de esquistos, granitos y sedimentos terciarios, con matriz limo arenosa (Figura 6). Esta secuencia asienta sobre el basamento metamórfico. Muestra estructuras de corte y relleno fluvial compuestas de gravas, arenas y limos con estratificación laminar y entrecruzada (Figura 7).

Los sedimentos fluviales de las estructuras de corte y relleno se encuentran cubiertos nuevamente por el cenoglomerado. Estas modificaciones y cambios de ambientes aluvial y fluvial estarían indicando que durante la construcción del cono glacis existió una permanente competencia entre estos, la cual culminó con la migración del río Balcosna hacia el Oeste. La presencia de secuencias lacustres permite inferir que el cenoglomerado habría interrumpido temporalmente el escurrimiento superficial del río Balcosna formando lagunas. Para que ello ocurriera fue necesario un movimiento repentino lateral abajo de los cenoglomerados por causas tectónicas. De acuerdo con Sayago *et al.* (1991), quienes estudian secuencias similares en el Valle de Tafí, el cenoglomerado se habría desarrollado bajo condiciones climáticas frías y húmedas alternantes con períodos climáticos estacionalmente contrastados. En cambio las secuencias fluviales se habrían originado bajo condiciones secas y húmedas con precipitaciones intensas.

Van Zuidam (1976) define al cono glacis como un tipo de glacis de acumulación, de extensión media, pendiente entre 3° a 7° y

forma de cono o abanico desarrollado en una cuenca relativamente pequeña, por actividad fluvial y escurrimiento mantiforme. Considera que estas formas son muy antiguas basándose en: (1) son formas inactivas bajo las condiciones ambientales del presente, (2) presentan una capa de material fino que cubre la superficie del abanico, (3) disección del abanico por cárcavas, y (4) algunos abanicos presentan pendientes escarpadas como resultado de la erosión lateral de los ríos por un período de incisión más reciente. Según estas consideraciones, el cono glacis situado en El Boquerón presenta las características (a), (c) y (d), pero no la característica (b), es decir no presenta una cobertura de material fino (loess) y sus suelos son incipientes, por lo que se considera que este cono glacis se ubica cronológicamente en el Holoceno Superior.

2.5. Valles en «V» y valles de fondo plano.— La zona de laderas se encuentra drenada por

un importante número de arroyos, y se caracteriza por presentar altas pendientes. Se observan valles en «V» sobre el basamento cristalino (esquistos cuarzo feldespáticos micáceos inyectados y rocas graníticas). En estos valles predomina el escurrimiento sobre la infiltración, a esta condición se suma el marcado control estructural de la red de drenaje. En las colinas residuales de pendiente fuerte alta y de glacis de erosión disecado se observan también profundos valles en «V», desarrollados sobre rocas terciarias.

Los valles de fondo plano se encuentran ubicados en el fondo de la cuenca de Balcosna, fueron originados por la intensa dinámica fluvial del río Balcosna y de los principales arroyos confluentes a este cauce principal. Estos representan la máxima expresión del abarrancamiento en el lugar, las márgenes muestran taludes verticales. Fueron desarrollados sobre materiales loésicos, y toman magnitudes tales que pueden considerarse como barrancos o como valles de fon-

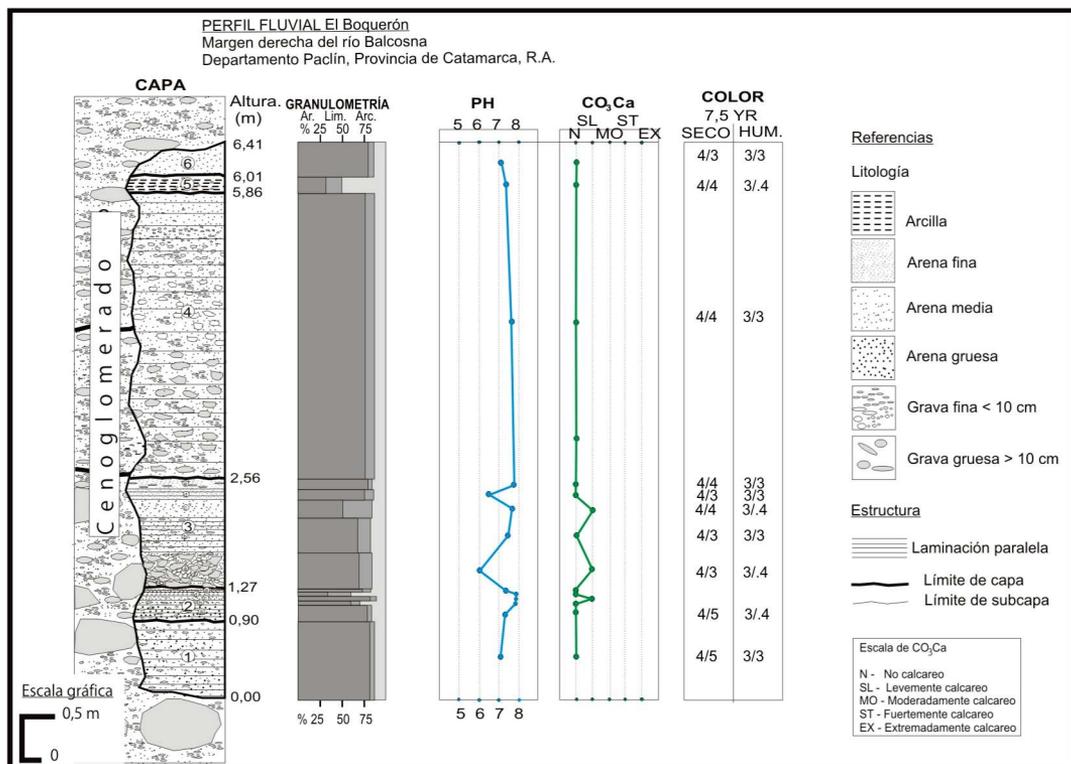


Figura 7. Estructuras de corte y relleno en el Cono Glacis de El Boquerón.

do plano. En la zona de La Cocha, el río San Ignacio presenta también valles de fondo plano. Este curso produjo la disecación del relieve y se encajó profundamente generando barrancas verticales o casi verticales, relativamente activas en cuanto a procesos geomorfológicos. La altura media de estas barrancas se encuentra en los 10 m y el ancho de los valles supera los 100 m, con una media en los 50 m.

3. Unidades de origen estructural.—

3.1. *Escarpa erosiva.*— Las escarpas erosivas se encuentran principalmente sobre las barrancas del río Balcosna. Fueron producidas por la erosión lateral de los materiales terciarios, loésicos y fluviales. Pueden observarse también escarpas erosivas en los glaci cubiertos del piedemonte de La Cocha, relacionadas a las colinas residuales de pendiente fuerte alta.

3.2. *Escarpa estructural.*— Las laderas Occidentales de cumbres de Los Pinos, Cerro Quico y Cumbres del Potrerillo, son escarpas de falla. Se considera que el salto de falla tiene una altura media de 600 m. Las co-

rientes fluviales se disponen en forma perpendicular a la escarpa y se observan numerosas facetas trapezoidales debido a su incisión vertical sobre el basamento ígneo-metamórfico.

Según Viers (1973), una escarpa de falla es un talud paralelo al plano de falla, cuya altura es igual al salto de la falla y en donde la erosión no ha quitado nada a los bloques desnivelados. Posteriormente son erodados perpendicularmente por las corrientes temporales, formando facetas trapezoidales (Derrouau, 1966).

4. Unidades de origen fluvial.—

4.1. *Abanico aluvial del río San Ignacio «mega fans».*— El abanico aluvial del río San Ignacio se sitúa al NE de la zona de estudio, la fuente de producción de sedimentos es la cuenca de Balcosna. Presenta una sucesión de sedimentos compuestos de gravas, arenas y limos, con estratificación laminar y entrecruzada (Figura 8). En las Figuras 3 y 4 se muestran los sedimentos asignados al abanico aluvial sobre las secuencias loésicas e interestratificados con ellas. En la superficie del abanico aluvial se observaron paleocau-

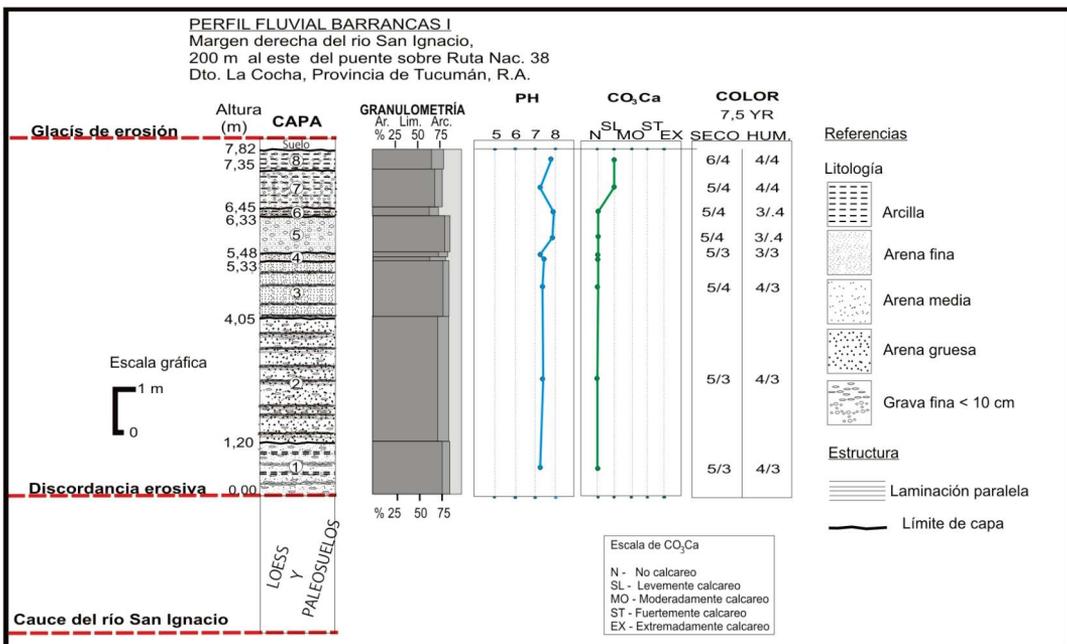


Figura 8. Sedimentos fluvio-aluviales del Abanico Aluvial del río San Ignacio.

ces, valles fluviales y colinas de bajo relieve construidas por la permanente migración de las corrientes fluviales.

A través del análisis de fotografías aéreas y controles de campo se determinó que el río San Ignacio tuvo una migración hacia el norte, siguiendo la falla homónima y un posterior cambio en el nivel de base obligó a las corrientes a erodar en sus propios aluviones, observándose actualmente una barranca de 10 m de altura. Es así que los últimos niveles de aluvionamiento quedaron 10 m por arriba del cauce actual. Estas observaciones confirman las hipótesis de Harvey (1992), quien postula que los abanicos aluviales pueden preservar un registro detallado de los cambios ambientales ocurridos durante su formación, y en nuestro caso los cambios ambientales ocurridos en la cuenca. Considera que el factor clima es importante como inductor de cambios morfológicos y sedimentológicos en el desarrollo de los abanicos aluviales.

La reconstrucción morfogenética de este abanico aluvial conlleva la consideración de una serie de procesos que dependen: (1) de los regímenes climáticos que afectaron la región durante el Cuaternario y de la masa de sedimentos suministrados por la cuenca. El hecho de que las corrientes fluviales hayan tenido en la zona de estudio una primera fase de aluvionamiento y la actual fase de incisión nos indica que el aluvionamiento estuvo relacionado a condiciones de gran aporte de sedimentos, debido a que las vertientes mal protegidas de las cuencas estaban sujetas a intensos procesos erosivos. En contraste durante la fase de incisión las corrientes habrían mantenido su caudal y competencia pero habrían disminuido considerablemente su carga sedimentaria, ahondando en su lecho y cortando su manto aluvial, (2) un movimiento del nivel de base, relacionado a la falla del río San Ignacio o al sistema de fallas que dominan la zona montañosa que obligó a las corrientes a erodar en los aluviones y en el sustrato.

Según lo expresado, y de acuerdo a lo observado en campo, la erosión del sustrato y las fases de aluvionamiento mostradas en

el abanico aluvial del río San Ignacio, corresponde a un ciclo húmedo que se habría manifestado en el Holoceno Superior, durante el cual las corrientes fluvio-aluviales de gran capacidad erosiva y de alta capacidad de transporte, habrían puesto en movimiento el material aportado a los cauces por la erosión en las laderas sumado a una intensa actividad tectónica que favoreció el desprendimiento de los materiales y el retrabajado por las corrientes fluviales. La sucesión de depósitos fluviales y depósitos de loess y paleosuelos interestratificados, como los observados en los perfiles de loess y paleosuelos, muestran una sugestiva alternancia de ambientes tanto fluvial, loésico y de desarrollo de suelos, lo que indica que las corrientes fluviales tuvieron una intensa actividad durante el Holoceno Superior, que en muchos casos fue interrumpida por la sedimentación loésica que habría producido cambios en el diseño de los cauces por migración lateral. Las capas de loess y paleosuelos observadas en las barrancas y que se encuentran interestratificadas con capas fluviales habrían conformado planos interfluviales con desarrollo de suelos, que luego serían cubiertos por nuevos aluviones.

Los aluviones muestran una estratificación gradada granodecreciente hacia arriba. Los materiales predominantes en la sección basal corresponden a arenas y gravas, mientras que en la sección cuspidal se encuentran sedimentos limos arcillosos, con clastos redondeados de cuarzo y granito. Esta sucesión estaría indicando (1) disminución de la energía de las corrientes y (2) disminución del aporte de material grueso de las laderas, por lo que se incrementó el porcentaje de material limo arcilloso generado por erosión lateral de cauce en las secuencias loésicas.

Autores como Strahler (1988), definen al abanico aluvial como un cono bajo de arena aluvial, el vértice o punto central del abanico está situado en la boca de un cañón, garganta o barranco y se va abriendo sobre la llanura adyacente. La construcción de abanicos se debe a ríos jóvenes que transportan grandes cargas de materiales provenientes de las regiones más elevadas. Esta forma

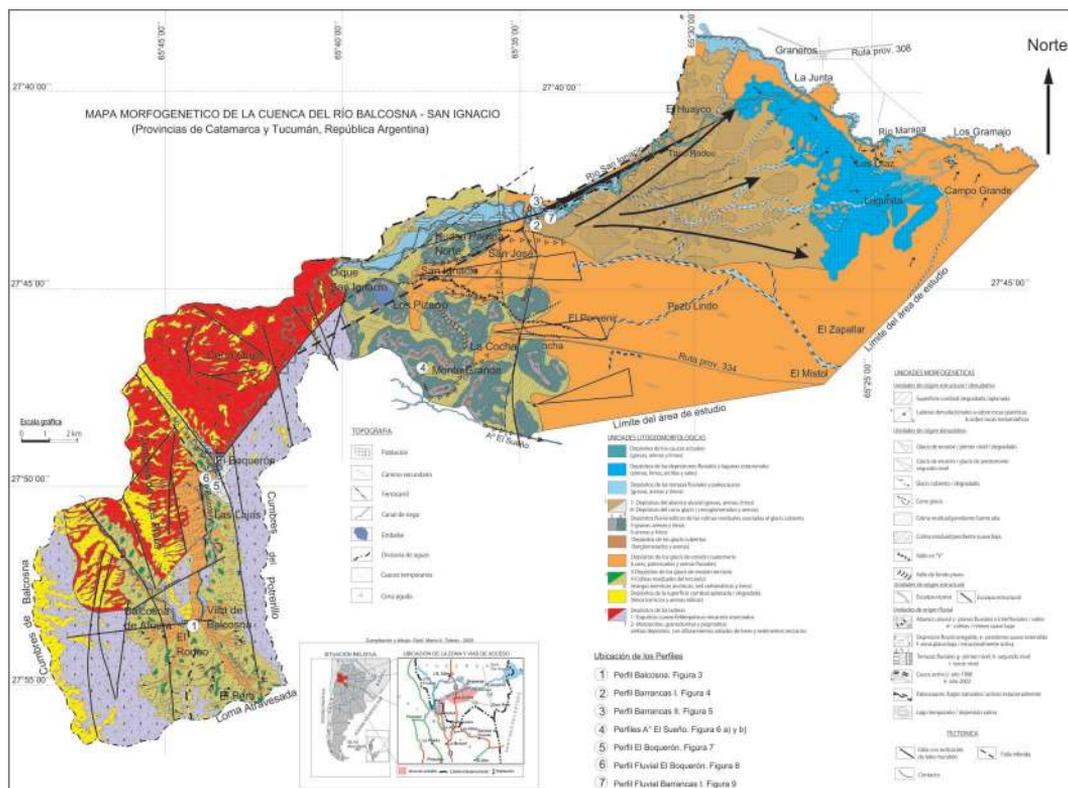


Figura 9. Mapa Morfofenético de la cuenca Balcosna-San Ignacio, con la ubicación de los perfiles descriptos.

fig 9 (mapa)
va en 1 pliego doble
original aparte en corel

podría ser considerada, siguiendo a Sayago (1995), como planos paleofluviales migratorios.

Por otro lado Blair y McPherson (1994), expresan que para el desarrollo de abanicos aluviales se deben dar tres condiciones: (1) un marco topográfico donde un cauce fluvial confinado, emerge de una cuenca hídrica de relieve abrupto, a un relieve relativamente plano, (2) suficiente producción de sedimentos en la cuenca de drenaje para la construcción del abanico, y (3) precipitaciones intensas para generar el volumen de agua requerido para transportar los sedimentos de la cuenca de drenaje aguas abajo y formar el abanico. Con respecto a: (1) el río San Ignacio tiene su cuenca imbrífera en la zona montañosa y recorre un marco topográfico confinado, a lo largo de la quebrada homónima, en una extensión aproximada de 10 km. Se inicia en el paraje denominado El Boquerón, donde se concentra el escurrimiento superficial de la cuenca de Balcosna y culmina en la llanura aluvial, pasando de una cuenca de relieve abrupto a un relieve plano, (2) los sedimentos fluviales aflorantes asignados al abanico aluvial no superan los 8 m de espesor, están compuestos de arena fina a grava provenientes de rocas metamórficas e ígneas, con clastos terciarios subordinados. Estos provienen de la intensa denudación del sustrato, como consecuencia de cambios climáticos contrastados ocurridos durante el Holoceno Superior en la cuenca de aporte. El cambio de un clima uniformemente húmedo a un clima frío y árido puede efectuar el aumento de la producción de sedimentos, debido a la alteración mecánica y la disminución de la protección dada por la escasa cobertura vegetal. En la capas superiores el incremento de limo y arcilla, con clastos de rocas ígneas y metamórficas, indicaría que el mayor proceso erosivo se desencadenó sobre los sedimentos loésicos, (3) Las estructuras de corte y relleno, con una variada granulometría tamaño limo a grava, evidencia una elevada energía de transporte de sedimentos. Por lo que se infiere que en Balcosna se produjeron intensas precipitaciones, generadas por un clima semiárido a

húmedo, con variabilidad estacional o multianual. Estas condiciones climáticas habrían generado corrientes con competencia para transportar los sedimentos de la cuenca de drenaje al sitio donde se emplaza el abanico aluvial.

4.2. *Terrazas fluviales.*— El área de trabajo es drenada por un importante número de arroyos tributarios que atraviesan diferentes litologías, a partir de las cuales se originaron tres niveles de terrazas fluviales. Para Viers (1973), una terraza fluvial es un lecho abandonado, no a causa de la divagación de un curso de agua, sino por incisión. La corriente circula más abajo de la terraza, que se mantiene contrariamente al lecho mayor fuera del alcance de las crecidas. De acuerdo a su composición fueron divididas en terrazas rocosas y terrazas aluviales o de acumulación. La terraza rocosa es un lecho abandonado que conserva una capa de aluviones, más o menos grueso, que recubre un sustrato de roca *in situ*. Esta capa no siempre es regular y algunas veces no existe. Las terrazas de acumulación (Fairbridge, 1968) son terrazas formadas por la alternancia de ciclos de colmatación y de incisión, a causa de variaciones climáticas húmedas a áridas, y reactivaciones tectónicas.

Existen diferentes hipótesis sobre la génesis de las terrazas y en general su origen se atribuye a la tectónica, cambios climáticos o ajustes internos en el sistema fluvial de origen eustático. Pueden ser causadas por algún factor ambiental que produce incisión en el cauce del río, como ser un cambio climático, cambios en el suministro de sedimentos, cambios en la hidrología de la cuenca, actividad tectónica y cambios en el nivel de base (Brown, 1997, en Collantes, 2001).

En Balcosna, el primer nivel de terrazas se encuentra aproximadamente a 6 m del cauce actual, es una terraza rocosa desarrollada sobre rocas del Terciario y corresponden a restos de las partes inferiores de los faldeos cóncavos del valle, que fueron cortados por las corrientes debido a rupturas de las pendientes locales.

El segundo y tercer nivel de terrazas co-

rresponden a terrazas de acumulación, compuestas de arenas, gravas y limos y se encuentra aproximadamente a los 3 m y 1 a 1,3 m respectivamente sobre el cauce actual. La villa de Balcosna se encuentra ubicada sobre el segundo nivel de terrazas.

En el A° Las Cumbrecitas ubicado al Norte de la cuenca de Balcosna, se definieron tres niveles de terrazas fluviales. El más antiguo, ubicado por arriba de los 8 m del cauce actual, corresponde a una terraza de acumulación compuesta de un conglomerado de cantos rodados de tamaño bloque clasto portante. El segundo nivel se encuentra a los 3 m de altura y es una terraza rocosa desarrollada sobre rocas graníticas alteradas. Esta terraza se encuentra cubierta en ciertos casos por un manto aluvial. El tercer nivel es muy poco frecuente, se trata de una terraza de acumulación formada por gravas y material limo arcilloso y se desarrolla a 1 m aproximadamente sobre el cauce actual.

En el piedemonte de La Cocha, sobre el río San Ignacio se han reconocido tres niveles de terrazas de acumulación. El primer nivel —el más antiguo y menos preservado— se encuentra ubicado a unos 7 m del cauce actual; el segundo nivel es observado donde el río alcanza un diseño meandriforme (Puchulu, 1987) y se sitúa aproximadamente a los 4 m sobre el cauce; y el tercer nivel (inferior) de mayor representatividad areal se sitúa en 1 a 2 m sobre el cauce actual.

4.3. Cauce actual.— El cauce actual se inicia con el nombre de río Balcosna, en las cercanías de la divisoria de agua con la cuenca del río Singuil y mantiene un diseño controlado por la estructura de la cuenca, con dirección al Sur. En el lugar conocido como El Rodeo, cambia bruscamente de dirección hacia el Norte, hasta El Boquerón (Figura 9). A partir de allí, toma una orientación SONE, a través de la zona montañosa, donde cambia su nombre a río San Ignacio. En la zona montañosa es fuertemente controlado por la estructura, hasta la transición con el piedemonte. En el dominio de las rocas terciarias del piedemonte de La Cocha, se encausa por un amplio y profundo valle de

orientación general Oeste–Este, donde adquiere un diseño meandriforme a anastomosado. El citado valle se prolongaría hasta ruta nac. n° 38. A partir de allí, el cauce se mantiene encajado en loess y paleosuelos y sedimentos del abanico aluvial, hasta su desembocadura en el río Marapa.

En la confluencia con el río Marapa las corrientes manifiestan una marcada tendencia a encausarse en depresiones que mantienen una orientación paralela al río. A través de la observación de fotografías aéreas e imágenes de satélite se comprobó que estas depresiones corresponden a antiguos meandros del río Marapa y que se ubican además en la zona distal del abanico aluvial del río San Ignacio.

El río Balcosna-San Ignacio recibe cauces tributarios principalmente en la cuenca de Balcosna, no se observan tributarios en la zona de piedemonte, excepto pequeños cauces y canales artificiales. Las aguas de este río se unen al escurrimiento superficial que se origina en La Cocha en las lagunas o humedales ubicados en su desembocadura en el río Marapa.

DISCUSIÓN SOBRE LA GÉNESIS DE LAS PALEOFORMAS DEL CUATERNARIO

Los depósitos loésicos de la Cuenca Balcosna-San Ignacio son el producto de la precipitación de nubes de polvo, por lo que las diversas secuencias de loess observadas tienen una génesis común. Sin embargo, y debido a la diferente posición que ocuparon en el relieve, sus características intrínsecas fueron modificadas por procesos posteriores diferentes, que dependen de factores dinámicos y geográficos (distintos regímenes de precipitación, evapotranspiración y temperaturas). Esto se ve reflejado en la disímil disposición y características intrínsecas de las capas al comparar los perfiles del Valle de Balcosna con los perfiles de La Cocha.

El perfil Balcosna (Figura 2), es representativo de una cuenca intramontana, situada en los 1.190 msnm. Presenta una sucesión de loess y paleosuelos que culmina en un glacis de erosión, esta secuencia conforma el

relleno de fondo de valle, situada en un plano interfluvial, que fue elevado por tectónica. Se observan también depósitos loésicos ubicados a media ladera y en las superficies cumbrales.

Las características litoestratigráficas del perfil Balcosna muestran la alternancia de períodos secos y fríos, con sedimentación loésica, y otros más húmedos que facilitaron el desarrollo edáfico. Una particularidad de este perfil es la presencia de capas de loess alternando con paleosuelos y paleosuelos superpuestos en la sección inferior, asignada al Pleistoceno Superior, mientras que en el Holoceno se observa solamente la presencia de capas de loess sin desarrollo edáfico y por lo tanto ausencia de paleosuelos.

Esta condición muestra un clima extremadamente variable en el valle de Balcosna. La influencia de pulsos climáticos templados a templado húmedos favoreció el desarrollo edáfico. Por otro lado, las capas loésicas estarían indicando el establecimiento de condiciones climáticas áridas y frías.

Los paleosuelos contienen nódulos de carbonato de calcio, cuyas formas elongadas a equidimensionales tienen dimensiones de 10 cm a 15 cm de largo y 4 cm a 9 cm de ancho, formados a partir de soluciones de aguas bicarbonatadas procedentes del lavado del carbonato en los horizontes del suelo. Teruggi *et al.* (1990), consideran que estas calcretas duras son típicas de secuencias pleistocenas (lo que fue comprobado en el perfil, dado que el loess de capa 10 supra yacente fue datado en 13.330 años AP), mientras que el carbonato diseminado y blando es frecuente en suelos y sedimentos del Holoceno. En Balcosna, sin embargo, tanto el loess pleistocénico como el holocénico muestran contenido de carbonatos diseminado en la matrix.

Autores como Corte y Beltramone, (1984), Del Valle y Beltramone (1987), Del Valle, (1992), Vogt (1991), Trombotto, (1992); Vogt y Del Valle (1994), al estudiar los ciclos de carbonatación de la actual Patagonia árida, consideran que estos se encuentran vinculados a episodios fríos. Chaline (1982) considera que las concreciones car-

bonáticas se desarrollan bajo clima templado a templado húmedo.

Sobre los paleosuelos se observa una discordancia erosiva, esta representa una paleosuperficie que se habría desarrollado durante el Pleistoceno Superior, a partir de procesos tales como escurrimiento laminar y remoción en masa en presencia de humedad.

Por arriba de la discordancia, en el Holoceno Inferior y Medio se establecieron nuevamente condiciones frías y secas, con aporte de loess y cineritas, hasta aproximadamente 4.500 años AP.

La secuencia de loess y paleosuelos culmina en un glacis de erosión, sobre el que se desarrollaron los suelos actuales.

En La Cocha el loess presenta gran distribución areal, y conforma el glacis de erosión. Los perfiles de La Cocha: Barrancas I (Figura 3) y Barrancas II (Figura 4), situados en los 400 msnm, representan un ambiente de transición piedemonte – llanura aluvial, donde prevalecen los procesos de flujos torrenciales o aluviones, metamorfosis fluvial y el transporte de sedimentos en suspensión. Las secuencias presentan una sucesión alternada de loess y paleosuelos, los que a grandes rasgos responden a cambios climáticos multianuales, pulsos húmedos (que favorecieron el desarrollo de paleosuelos), con precipitaciones mayores al promedio, y que alternan con ciclos más secos (de depositación loésica).

La presencia de capas arenosas sobre la secuencia de loess y paleosuelos e interestratificadas con estos, muestran la intensidad de los procesos morfogenéticos y la alternancia de ambientes fluvial-eólico durante el Holoceno Medio-Superior.

Las capas superiores de estas secuencias que fueron depositadas por las corrientes fluviales, son sedimentos loésicos retransportados y redepositados mezclados con materiales de tamaño arena a grava fina. Reflejan un período de intensa denudación, producto de un clima árido a semiárido, aguas subterráneas y escasa vegetación. Sin embargo, los fitolitos hallados en las capas de loess y paleosuelos indican presencia de vegetación, por lo que se infieren condiciones locales de

mayor humedad o condiciones cíclicas de mayor o menor aridez.

Por lo expresado, la cuenca del Balcosna representa el caso de sedimentación eólica en una cuenca cerrada, con procesos geomorfológicos activos propios y características paleohidrológicas disímiles con respecto a La Cocha, ubicada hacia el Este de la ladera oriental de las Cumbres de Los Llanos y el Cerro Quico.

Sayago *et al.* (2003) concluyen, en base a dataciones efectuadas en paleosuelos, que la distribución espacial y correlación temporal del complejo de loess y paleosuelos existentes en los valles preandinos y la llanura chaqueña occidental en la región subtropical del NOA, evidencian que la ciclicidad paleoclimática del Pleistoceno tardío tuvo un alcance regional, es así que los paleosuelos reconocidos en La Cocha y que corresponden a la parte basal del Perfil Barrancas I, corresponderían a períodos húmedos relacionados al avance glacial austral.

Sin embargo, y a pesar de que la génesis de los paleosuelos estaría relacionada al avance del frente polar austral (Sayago, 1995), durante el Pleistoceno tardío, esta condición manifiesta una extrema variabilidad climática, circunscripta a las áreas montañosas, con períodos secos y fríos de deposición loésica, alternantes con períodos húmedos y más cálidos, que favorecieron el desarrollo de paleosuelos. Esta variabilidad ambiental culmina en el caso de Balcosna con un mayor aporte de humedad evidenciado por la discordancia erosiva, la cual no es observada en la llanura aluvial de La Cocha.

Durante el Holoceno, y debido al efecto sombra de lluvia manifestado en el progresivo descenso de las precipitaciones del lado Occidental de las Cumbres de Los Llanos, en Balcosna se mantenían las condiciones climáticas áridas, preservando el loess con sus características intactas o débilmente edafizado en virtud de la escasa humedad aportada desde el Este por el anticiclón del Atlántico Sur. Por otro lado, la formación de suelos en La Cocha dependería entonces de la humedad aportada desde el Atlántico, a partir de pulsos húmedos multianuales mayores

al promedio. Es decir que la circulación atmosférica habría sido similar a la actual, sin embargo el bajo a moderado grado de pedogénesis alcanzado por estos paleosuelos, con relación a los paleosuelos evidenciados en Balcosna para el Pleistoceno Superior estaría indicando condiciones climáticas áridas a semiáridas, lo que explicaría también la alternancia de capas de loess con sistemas fluviales efímeros.

Con respecto a las secuencias detríticas, en las nacientes del A° El Sueño (Figura 5a), se encuentran fanglomerados asignados al glacis cubierto compuestos por clastos de origen ígneo y metamórfico, sobre ellos asientan capas de arena fina a gruesa. Esta secuencia se apoya en discordancia erosiva sobre los sedimentos terciarios de la Formación La Cocha.

Puchulu (1987) describe dos perfiles en estos sedimentos, uno en la localidad de El Porvenir y otro en la localidad de Monte Grande, presentando el último perfil similares características a las observadas en las nacientes del A°. El Sueño, el cual asienta sobre sedimentos arenosos y una capa de cinerita (esta sería equivalente a la cinerita evidenciada en el Perfil Barrancas I y a la cinerita A del Perfil Balcosna). Realiza un importante aporte desde el punto de vista ambiental, al estudiar estos sedimentos y determina por diagramas de variación obtenidos a través de la desviación típica, curtosis y asimetría que el ambiente deposicional de estos sedimentos es fluvial o de mezcla (fluvio-eólico).

La presencia de la asociación illita – caolinita en los niveles superiores del fanglomerado, induce a pensar que estos sedimentos provienen de la destrucción del basamento metamórfico, mientras que los niveles inferiores presentan la asociación illita- esmectita, que indica un origen loésico.

La constante presencia de vidrio volcánico y de suelos incipientes, al igual que lo observado en los cenoglomerados de El Boquerón, permite inferir que estas secuencias se habrían desarrollado durante el Holoceno Medio-Superior y son contemporáneos a estos. Mientras en el valle de Balcosna se ori-

ginaban cenoglomerados, en la zona de La Cocha se depositaban los fanglomerados y arenas, circunscriptos actualmente al sector SO del piedemonte oriental de las cumbres de Los Llanos.

Los depósitos de las colinas residuales (Figura 5 b), afloran en las barrancas del río San Ignacio y A° El Sueño. Se componen de arenas y limos fluviales, y son el producto de un ciclo de intensa denudación y transporte fluvial que afectó a los depósitos preexistentes: cubierta clástica del glacé cubierto y a la cobertura loésica de las Cumbres de Los Llanos y piedemonte. Estos sedimentos fueron depositados en las pendientes medias y bajas, cubriendo también las secuencias de loess y paleosuelos.

La granulometría de estos sedimentos los ubica dentro de la clase textural franco a franco arenoso y el predominio de la fracción fina limo-arcilla, (30 % y 15% respectivamente) asemeja a la composición granulométrica del loess holocénico retransportado (Sayago, 1995, 1999.a, b). El incremento de estos materiales finos en la parte superior de la secuencia, puede estar indicando un área de proveniencia, probablemente de un área con cobertura loésica, diferente a los demás sedimentos de la porción inferior. El incremento de la fracción limo-arcilla en esa dirección fue observado también en los sedimentos fluviales que cubren la secuencia de loess y paleosuelos del perfil Barrancas I.

El ambiente deposicional de estos sedimentos es fluvial o fluvio-eólico, al igual que los sedimentos que componen la cubierta clástica del glacé cubierto.

La presencia de una capa de cinerita en la porción media del perfil, indica la contemporaneidad entre el período de denudación y transporte evidenciado en La Cocha y los períodos de depositación loésica.

Esta capa de cinerita se encontraría por arriba de la cinerita observada por Puchulu, (1987) en El Porvenir (cinerita A, inferior) y sería equivalente a la cinerita B (superior), en la cuenca de Balcosna. Tiene una edad aproximada de 4.500 años AP, contemporánea a la depositación del último loess de Balcosna. Con las características descriptas

se puede inferir que mientras en Balcosna se producían los últimos eventos loésicos del Holoceno, en La Cocha se producía una intensa denudación y transporte fluvial simultáneamente con depositación loésica.

Los cenoglomerados del Cono Glacis fueron generados en las Cumbres del Potrerillo por procesos de crioclastía y/o, criofragmentación que favorecieron las desagregaciones mecánicas. La crioclastía actúa sobre los afloramientos rocosos descubiertos, generando gran volumen de materiales sueltos sobre pendientes abruptas e inestables, que favorecen los deslizamientos por acción de las lluvias intensas o tectónica. Según el diagrama de Richter (1959, en Reineck y Singh, 1975), estos cenoglomerados corresponden a un ambiente fluvial-glacifluvial.

La presencia de vidrio volcánico en estos sedimentos, la ausencia de cobertura loésica y suelos incipientes indican que se habrían desarrollado durante el Holoceno Superior, con posterioridad a los eventos loésicos. En la matriz se encuentran materiales detríticos y arenas provenientes del basamento ígneometamórfico, y limos loésicos. En ese sentido llama la atención el incremento en el porcentaje de limo en las subcapas superiores. Desde el punto de vista granulométrico, la matriz presenta un porcentaje de arena que varía entre 50% y 70%, considerando la totalidad de las subcapas y se observa mayor contenido de arcilla sobre el limo (12% a 8%) en las capa 1 y capa 2, subcapas 2.a y 2.b y mayor contenido de limo (32% a 24%) sobre arcilla en las subcapa 2.c y 2.d. No sería arriesgado por lo tanto considerar que durante su movimiento hacia abajo en las laderas, la masa fluida habría asimilado cantidades importantes de loess, ya sea incorporando fragmentos del depósito o por la recepción de corrientes más fluidas cargadas con sedimentos limo-arcillosos, que erosionaban los materiales loésicos de las áreas cumbrales y laderas incorporándolos a la masa detrítica. De acuerdo a lo expresado, estos cenoglomerados estarían indicando variaciones climáticas ocurridas en Balcosna, reflejadas en el detonante del movimiento de la masa fluida, como indicador de

cambio climático de un ambiente periglacial a un ambiente más húmedo y cálido, en el Holoceno Medio-Superior.

Los sedimentos del abanico aluvial del río San Ignacio (Figura 8), son de textura predominantemente arenosa, con porcentajes de grava media a gruesa y en menor proporción por materiales fanglomerádicos de tamaño bloque. Como consecuencia de su predominante textura arenosa el abanico presenta pendiente longitudinal suave y extendida, cercana a los 2° de inclinación. Esta característica es usual también en abanicos aluviales de grandes ríos (Machatschek, 1956). El río San Ignacio se encuentra actualmente confinado a un amplio y profundo valle fluvial, labrado sobre el complejo loésico pleistoceno-holoceno y sobre los sedimentos que componen el abanico aluvial.

Esta característica observada refleja una compleja historia en la que ocurrieron continuos cambios en el curso del río a través de complicadas relaciones carga de sedimentos / caudal. La causa de la disección puede estar relacionada con la disminución de los sedimentos suministrados desde la alta cuenca, aumento del caudal por lluvias extraordinarias, cambios en el nivel de base etc.

Los perfiles Barrancas I y Barrancas II descriptos anteriormente representan, al menos superficialmente, los materiales que componen el abanico aluvial. El Perfil Barrancas I se compone de una sucesión de capas arenosas, con porcentaje de grava fina < 10cm. Estas capas se presentan con estructura (laminación paralela) y sin estructuras (masiva). Según Ramos (1989) esta secuencia representaría una sedimentación fluvial episódica, característica común de las zonas semiáridas, donde las lluvias esporádicas junto con una vegetación escasa dan lugar a una escorrentía muy rápida. Las corrientes bajo régimen semiárido son poco frecuentes y a menudo violentas, pudiendo estar confinadas en canales «stream floods» o bien extendiéndose como corrientes no confinadas sobre amplias áreas (mantos de arroyada o «sheet floods»). Estas corrientes muy someras se desarrollan dentro de un régimen de flujo alto, originando cuerpos tabulares

construidos por arenas con laminación paralela. En cambio, en las arenas masivas la rápida disminución de la energía de las corrientes hace que no queden registros de las estructuras producidas. Según Combina (1990) representa un sistema fluvial efímero de rápida saturación y veloz pérdida de agua por infiltración.

Las capas superiores de estas secuencias, a diferencia de las ubicadas más abajo, se clasifican dentro de la clase franco arcillo arenosa gravilosa. La disminución en el tamaño de grano podría indicar una disminución en la capacidad de carga de las corrientes, sin embargo la presencia de gravas distribuidas al azar dentro de la matriz de aproximadamente 2 cm de diámetro, muestra que las corrientes tenían cierta capacidad de transporte, por lo que se asocia el mayor contenido de material fino a un área de proveniencia diferente, asociada con la cobertura loésica, o que este evento tuvo contemporaneidad con períodos de depositación loésica. Estas capas son cuerpos tabulares, masivos y sin estructuras, con clastos redondeados de tamaño gránulo a guijarro, matriz soportados y de paredes verticales con poros y oquedades. Según Combina (1990) fueron depositados por flujos gravitacionales de fluidos turbulentos, generados por rápida saturación de sedimentos loésicos que fluyen hacia lugares más planos.

El perfil Barrancas II muestra por otro lado una sucesión de capas de loess y sedimentos fluviales, que indica alternancia entre períodos de depositación loésica (áridos y fríos) con períodos áridos a semiáridos.

Las capas fluviales presentan textura franco arenosa gravilosa, estructuras de laminación paralela y estratificación cruzada planar. Lo que representan sistemas efímeros ya descriptos que se desarrollan bajo régimen árido a semiárido. La secuencia culmina con fanglomerados con estructura laminar, que fueron depositados bajo alto régimen de flujo.

En base a lo expuesto cabe destacar lo expresado por Dorn (1994, en Collantes, 2001), en el sentido de que existen discrepancias con relación a las condiciones pa-

leoclimáticas que dieron origen a los abanicos aluviales. Algunos autores sostienen que la agradación se produce durante los períodos de mayor humedad, mientras otros sostienen que es mayor durante la transición a períodos de mayor aridez, aunque hay autores que sostienen que este proceso se puede producir en ambas condiciones climáticas.

En relación a estas consideraciones y tomando en cuenta lo expresado por autores como Ramos (1989b), Colombo (1989) y Combina (1990), el abanico aluvial del río San Ignacio se habría formado bajo condiciones semiáridas a húmedas, con variabilidad estacional o multianual, con transición hacia un mayor porcentaje de humedad, debido a que en las capas superiores de las secuencias asignadas al abanico se encuentran sedimentos depositados por flujos gravitacionales de fluido turbulento y/o granulares.

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL

Según lo expresado previamente se presenta a continuación la Evolución Paleambiental de la Cuenca Balcosna-San Ignacio, la cual se resume en la Figura 10.

Las líneas de debilidad generadas por los Ciclos Pampeano y Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1981) se reactivaron durante los Movimientos Ándicos, con lo que comenzó a desarrollarse la actual configuración del relieve montañoso, con depresiones como la cuenca de Balcosna, generadas como consecuencia de fallas inversas de alto ángulo, que fracturaron y bascularon los bloques que componían una extensa superficie de aplanamiento. En estas depresiones se acumularon depósitos continentales, en discordancia con el basamento cristalino (Caminos, 1979), los que fueron luego fallados y plegados como consecuencia de una nueva reactivación tectónica ocurrida en la transición Plioceno-Pleistoceno.

Al comienzo del Cuaternario sobreviene un período de estabilidad, que facilita el desarrollo de superficies de aplanamiento pedemontanas, originándose el primer nivel de glacis, desarrollado sobre los sedimentos terciarios, por disgregación física y con es-

currimiento mantiforme bajo clima árido a semiárido.

Esta paleosuperficie pudo haberse desarrollado durante el Pleistoceno Medio-Superior, siguiendo a Strecker (1987), quien estudia los niveles de pedimentación en el valle de Santa María, asignándoles una edad de 0,6 +/- 0,14 m.a.AP Collantes (2001), asigna por extrapolación la misma edad al primer nivel de glacis en el valle de Tafi.

Un posterior cambio a condiciones climáticas más húmedas o a un clima estacionalmente más contrastado habría facilitado la incisión hídrica en los sedimentos terciarios, lo que produjo la disecación de la paleosuperficie, favorecido por la actividad tectónica que produjo cambios de nivel de base.

Condiciones climáticas áridas a semiáridas se habrían manifestado en el Pleistoceno Superior, indicadas por la presencia de depósitos fluviales de moderada a alta energía, y dinámica torrencial, observados sobre el basamento metamórfico, sobre los depósitos del Terciario de la cuenca de Balcosna y en algunos paleocauces ubicados en la base de los perfiles de loess y paleosuelos de La Cocha.

Un clima frío y seco se evidencia por el aporte de loess hacia los 32.550 años AP. El aporte loésico producido durante el Fini-pleistoceno produjo el suavizado del relieve original, depositándose en general desde media ladera hasta el fondo de los valles y cubriendo el primer nivel de glacis disecado. La presencia de paleosuelos superpuestos e interestratificados con capas de loess muestra la variabilidad climática en el valle, con pulsos templados a templado húmedos alternantes con condiciones frías y secas de deposición loésica.

La discordancia erosiva sobre los paleosuelos es indicadora de una paleosuperficie, desarrollada durante el Pleistoceno Superior, a partir de procesos tales como escurrimiento laminar y remoción en masa en presencia de humedad, con mayor aporte pluvial a la región en condiciones de baja temperatura. La presencia de esta discordancia erosiva en los sectores elevados de la cuenca, estaría indicando una reactivación tectónica durante

el Pleistoceno Superior. En un posterior período árido y frío se produjo la depositación loésica, a fines del Pleistoceno, evidenciado por la edad del loess depositado sobre la discordancia erosiva (13. 330 años AP).

En La Cocha existió una marcada variabilidad climática, reflejada en la presencia de secuencias de loess y paleosuelos alternantes con sedimentos fluviales. Estas secuencias expuestas por la falla del río San Ignacio muestran la intensa dinámica fluvio- aluvial migracional y deposicional de este río bajo condiciones áridas a semiáridas, con variabilidad estacional alternantes con períodos de áridos y fríos de depositación loésica. Estas condiciones permitieron la formación de paleosuelos, los cuales tienen menor desarrollo que los paleosuelos de Balcosna.

Durante el Holoceno Inferior y Medio se establecieron nuevamente condiciones climáticas contrastadas, períodos áridos y fríos de depositación loésica alternantes con períodos semiáridos a húmedos con desarrollo de siste-

mas fluviales efímeros y desarrollo de suelos, relacionados a la influencia del anticiclón del Atlántico Sur. La ausencia de paleosuelos en la cuenca de Balcosna durante este período indica que las condiciones climáticas áridas habrían sido más extremas que en La Cocha, producto de un marcado cambio en la circulación atmosférica e incentivando el efecto sombra de lluvia, lo que no favoreció el desarrollo de suelos. Los perfiles como el de Balcosna, donde se interpretó la evolución paleoambiental de la cuenca en este período, habrían quedado prácticamente intactos, debido a su ubicación en los sectores elevados de las áreas interfluviales, como consecuencia de la tectónica cuaternaria.

La secuencia de loess y paleosuelos de Balcosna culminan en un glacis de erosión (segundo nivel), sobre el que se desarrollaron los suelos actuales, forma originada bajo clima árido a semiárido, a partir de procesos tales como disgregación mecánica y química y escurrimiento en manto.

Este glacis se habría desarrollado duran-

		MORFOCRONOLOGÍA		PALEOCLIMAS	
		BALCOSNA	LA COCHA	BALCOSNA	LA COCHA
HOLOCENO	SUPERIOR	PEDOGÉNESIS-LLANURA DE INUNDACIÓN-TERRAZA FLUVIAL-CAUCES ACTUALES		SUBTROPICAL SECO-HÚMEDO-CONDICIONES ACTUALES	
		DESARROLLO DEL SISTEMA FLUVIAL	ABANICO ALUVIAL DESARROLLO DEL SISTEMA FLUVIAL	SEMIÁRIDO A HÚMEDO CON VARIABILIDAD ESTACIONAL O MULTIANUAL	
	MEDIO	CENOGLOMERADOS (áreas cumbrales) EPIGÉNESIS FLUVIAL, GLACIS DE EROSIÓN, Cinerita B- Loess 4.500a. A.P.	COLINAS RESIDUALES, GLACIS DE EROSIÓN, FANGLOMERADOS, (Ladera oriental cumbres de Los Llanos)	PERIGLACIAL-FRÍO Y HÚMEDO ALTERNANTE CON CLIMAS ESTACIONALMENTE CONTRASTADOS ÁRIDO A SEMIÁRIDO	ÁRIDO A SEMIÁRIDO CON VARIABILIDAD ESTACIONAL
PLEISTOCENO	INFERIOR	Cinerita B- Loess 4.500a. A.P.	Cinerita A-LOESS-PALEOSUELOS	ÁRIDO Y FRÍO	ALTERNANCIA DE CONDICIONES ÁRIDAS Y FRÍAS A ÁRIDAS A SEMIÁRIDAS
		LOESS-Cinerita A			
PLEISTOCENO SUPERIOR		discordancia erosiva 13,330 a.A.P.	¿LOESS Y PALEOSUELOS ?	ALTERNANCIA DE CONDICIONES ÁRIDAS Y FRÍAS A TEMPLADO-TEMPLADO HÚMEDAS	
		COMPLEJO LOESS-PALEOSUELOS ¿F. TAFÍ DEL VALLE?			
		LOESS 32.550.a. A.P.			
PLEISTOCENO MEDIO		SEDIMENTOS FLUVIALES	GLACIS DE EROSIÓN SOBRE ROCAS TERCIARIAS <0,6 +/-0,14 m.a. (Strecker, 1987	ÁRIDO A SEMIÁRIDO	

Figura 10. Evolución Paleoambiental de la Cuenca Balcosna-San Ignacio.

te el Holoceno Medio-Superior, considerando que el loess superior de la secuencia arroja una edad de 4.500 años, en un período corto de tiempo, donde se establecieron condiciones áridas a semiáridas que favorecieron los procesos de glaciación, debido a la influencia de la neotectónica. Estas superficies quedan inactivas, iniciándose el largo proceso de disección que llega hasta nuestros días.

Durante el Holoceno Medio-Superior se desarrollan las secuencias detríticas (cenoglomerados) y rellenos fluviales, que morfológicamente son clasificados como un conoglacis. Esta geoforma se habría desarrollado bajo condiciones climáticas frías y húmedas alternantes con períodos climáticos estacionalmente contrastados. En cambio, las secuencias fluviales se habrían originado bajo condiciones alternantes secas y húmedas con precipitaciones intensas. El intervalo temporal de estas secuencias es difícil de precisar, debido a la carencia de dataciones. Tentativamente se las asigna al Holoceno Medio-Superior, puesto que no se observa cobertura loésica y los suelos son incipientes. Puede considerarse que los procesos de remoción en masa intervinientes en la génesis de los cenoglomerados ocurrieron en un lapso que coincide con los últimos períodos de deposición loésica, y el desarrollo del glacis de erosión observado sobre la secuencia de loess y paleosuelos. Las estructuras fluviales observadas en los cenoglomerados, marcan la epigénesis del sistema fluvial actual de la cuenca, caracterizado por cárcavas y barrancos desarrollados sobre el glacis de erosión.

Mientras en el valle de Balcosna se depositaban los cenoglomerados y arenas fluviales, producto de una intensa denudación en las áreas cumbrales del Potrerillo, en el piedemonte de La Cocha se depositaban los fanoglomerados y arenas producidos por una intensa denudación de la ladera oriental de las cumbres de los Llanos, dando lugar a la formación del glacis cubierto y las colinas residuales. En la génesis de estas secuencias tuvo activa participación la neotectónica, evidenciada por los conglomerados ubicados

en la base de las secuencias detríticas de El Boquerón, la incisión del río Balcosna sobre sus propios aluviones y la de sus afluentes en la cobertura loésica y la incisión del río San Ignacio sobre la secuencia de loess y paleosuelos. La presencia de una capa de cinerita en las arenas de las colinas residuales, muestra la contemporaneidad de los procesos denudacionales con los períodos de deposición loésica hacia el Pleistoceno Medio-Superior en el área de estudio.

Estas formas podrían estar asociadas al «óptimo climático», mencionado por Collantes (2001), caracterizado por un humedecimiento y aumento térmico acaecido durante el Holoceno Medio. Estas condiciones habrían estado influenciadas por el anticiclón del Atlántico Sur, el cual presentaba una circulación atmosférica similar a la actual, aunque con ciclos de mayor humedad. Así, habrían producido en las regiones de áreas cumbrales áridas una actividad glacial y periglacial, en el caso de la zona de estudio, lo que ocasionó la producción de detritos que conformarían el cono glacis.

Un posterior período de denudación con participación importante de humedad en ambiente semiárido a húmedo, con variabilidad estacional o multianual, produjo una intensa denudación de las áreas cumbrales, valles y piedemonte, lo que produjo el desarrollo del sistema fluvial, la disección del cono glacis en Balcosna y el abanico aluvial del río San Ignacio, cuyos sedimentos son observados en las estructuras de relleno compuestas de arenas, gravas fluviales, con estratificación cruzada y laminar y capas de material limo arcilloso con rodados graníticos, metamórficos y cuarzosos. Durante dicho período se habrían establecido las características actuales de la cuenca de Balcosna, con una vegetación árida de monte, al igual que la vegetación de la llanura deprimida de La Cocha, favoreciendo el desarrollo y preservación de las selvas de las Yungas en la vertiente oriental de las cumbres de Los Llanos, por el mayor aporte de humedad procedente del Atlántico. En la transición hacia las condiciones climáticas actuales se produjo el desarrollo de los sistemas fluviales, las

terrazas de acumulación, ampliación de la llanura de inundación, el encajamiento de los meandros en el sustrato loésico, producidos por el clima y la actividad tectónica de la zona. Las terrazas rocosas y terrazas de acumulación son el producto de la incisión del escurrimiento superficial, favorecido por la tectónica.

CONCLUSIONES

– El análisis de las paleoformas en Loess-Paleosuelos y secuencias detríticas de la Cuenca Balcosna-San Ignacio, destaca las condiciones ambientales reinantes durante el Pleistoceno Superior-Holoceno en los valles preandinos, piedemonte oriental y llanura aluvial de las Sierras Pampeanas Noroccidentales de Tucumán y Catamarca.

– Durante el Pleistoceno Superior (32.550 - 13.330 años AP), las características ambientales, principalmente, de la cuenca de Balcosna, muestran una notable ciclicidad (alternancia de períodos áridos y fríos con períodos templados a templados húmedos).

– Del Finipleistoceno al Holoceno Medio (13.330 – 4.500 años AP) la característica fue la alternancia de períodos áridos y húmedos hacia la fachada oriental de las Cumbres de Los Llanos y llanura aluvial, mientras que en el valle de Balcosna se registra un período de extrema aridez. Durante el Holoceno Superior (4.500 años a la actualidad) se registraron períodos áridos a semiáridos alternantes con períodos más húmedos en toda el área de estudio.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a: la Dra. Ana Lía Ahumada por su apoyo y por sus oportunas sugerencias para enriquecer y mejorar esta contribución, a la Dra. Liliana del Valle Nader, por la revisión del manuscrito y a la Geol. Gloria Patricia Ibáñez Palacios por su colaboración en el diseño de las figuras.

BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F. G. y Toselli A. J. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales, UNT, Publicación 1287, 204 p., San Miguel de Tucumán.
- Alderete, M. C. 1998. Unidades Fisiográficas. En: Geología de Tucumán, Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán (Eds.), San Miguel de Tucumán, pp. 29-40.
- Blair, T. C. y McPherson, J. G. 1994. Alluvial processes and forms. In: *Geomorphology of Desert Environments*, A.D. Abrahams y A.J. Parson (Eds.), Chapman & Hall, pp. 354-402.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan in *Acad. Nac. Ciencias Cba. II Simp. Geología Regional Argentina I*; 225-291.
- Chaline, J. 1982. *El Cuaternario. La historia humana y su entorno*. Akal Editor, Madrid, 301 p.
- Colombo, F. 1989. *Abanicos aluviales. Sedimentología Vol.1. Colección Nuevas tendencias. Coordinador Arche A., Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, España: 143-218.*
- Collantes, M. M. 2001. *Paleogeomorfología y geología del Cuaternario de la cuenca del Río Tafi, Departamento Tafi del Valle, Provincia de Tucumán, Argentina. Tesis Doctoral, inédita. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta.*
- Combina, A. M. 1990. *Sistemas efimeros desarrollados sobre mantos de loess en la zona de Cuatro Vientos, Río Cuarto, Córdoba, Argentina. En: Propiedades, Cronología y Significado Paleoclimático del Loess, M. Zárate (Ed.), Simposio Internacional sobre Loess, Resúmenes Expandidos: 59-63, Mar del Plata, Argentina.*
- Corte, A. y Beltramone C. 1984. *Edad de las Estructuras Geocriogénicas de Puerto Madryn, Chubut, Argentina. Acta Geocriogénica Nro. 2, 67-72, Mendoza.*
- Derruau, M. 1966. *Geomorfología. Ed. Ariel, Barcelona, 442 p.*
- Del Valle, H. F. 1992. *Características micromorfológicas de las acumulaciones calcáreas en los depósitos de gravas plio-pleistocenas de la Patagonia Oriental (Chubut). Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, II:33-40.*
- Del Valle, H. F. y Beltramone C. 1987. *Morfología de las acumulaciones calcáreas en algunos paleosuelos de Patagonia Oriental (Chubut). Ciencia del Suelo, 5 (1): 77-87.*
- Fairbridge, R. 1968. *The Quaternary Period. In: The Encyclopaedia of Geomorphology. R.W. Fairbridge (Ed.), Reinhold, New York, pp. 912-928.*
- Gutierrez, A. A., Mon, R. y Vergara G. 2003. *Neotectónica: captura y decapitación del drenaje, Tucumán-Argentina. Actas del II Congreso Argentino del Cuaternario y Geomorfología. Tucumán, 2003, pp. 293-300.*

- Harvey, A. M. 1992. The occurrence and role of arid zone alluvial fans. In *Arid Zone geomorphology*, D.S.G. Thomas (Ed.), pp.136-158. London: Belhaven Press.
- Machatschek 1956. *Geomorfología*. Serie Didáctica 9. Universidad Nacional de Tucumán.
- Puchulu, M. E. 1987. Cartografía y clasificación de suelos del Sector Occidental del Departamento La Cocha. Provincia de Tucumán. Tesis de Grado Inédita Facultad de Ciencias Naturales e IML. UNT.
- Ramos A. 1989. *Sistemas aluviales Braided*. Sedimentología Vol.1. Colección Nuevas tendencias. Coordinador Arche A., Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, España: 67-106.
- Ramos, A. 1989b. Introducción a los sistemas aluviales. *Sedimentología*, Vol.1. Colección Nuevas Tendencias. Coordinador Arche A., Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, España: 53-66.
- Reineck, H. E. y Singh, Y.B. 1975. *Depositional sedimentary environments* Springer-Verlag; Berlin, Heidelberg, New York, 435 p.
- Sayago, J. M. y Collantes, M.M. 1991. Evolución paleogeomorfológica del valle de Tafí (Tucumán, Argentina) durante el Cuaternario Superior. *Bamberger Geographische Schriften*, Bd. 11,S.: 109-124, Bamberg.
- Sayago, J. M. 1983. Geomorfología de la Sierra de Ancasti. En: *Geología de la Sierra de Ancasti*, G. Aceñolaza y G. Toselli (Eds.), Munster. *Forsch. Geol. Palaont.* 59: 265-284.
- Sayago, J. M. 1995. The Argentine neotropical loess: an overview. En: *Aeolian Sediments in the Quaternary Record*, E. Derbyshire (Ed.), *Quaternary Sciences Reviews*, 14: 755-766.
- Sayago, J. M. 1999a. Aproximación regional al loess subtropical argentino. I Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, La Pampa. *Actas de Resúmenes, Comunicaciones y Trabajos*: 159-175.
- Sayago, J. M. 1999b. El Cuaternario de la Provincia de Tucumán. En *Geología del Noroeste Argentino*, G. González Bonorino, R. Omarini y J. Viramonte (Eds.), *Relatorio, XIV Congreso geológico Argentino*, Salta, Tomo I: 451-462.
- Sayago, J. M., Zinck, A., Collantes, M. M. y Toledo, M. A., 2003. Evolución ambiental de los Valles Preandinos y la Llanura Chaqueña Occidental Argentina durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. *Actas del II Congreso Argentino del Cuaternario y Geomorfología*. Tucumán, 2003, pp. 185-200.
- Seret, G. 1978. La notion de pènéplaine a la lumière d'une stratigraphie paléoclimatique du Quaternaire intertropical africain et des cuirasses lateritiques. *Acta geológica hispánica*, 13 (5): 145-147; Barcelona.
- Strahler, A. N. 1988. *Geografía Física*. Ediciones Omega, S.A., Barcelona.
- Strecker, M. R. 1987. Late Cenozoic landscape in Santa Maria valley, northwestern Argentina. Tesis Doctoral, Cornell University, USA, Inédito, 261 p.
- Teruggi, M., y Imbellone, P.A. 1990. Depósitos de loess de las pampas argentinas. En: *Propiedades, Cronología y Significado Paleoclimático del Loess*, M. Zárate (Ed.), *Simposio Internacional sobre Loess, Resúmenes Expandidos*: 120-125, Mar del Plata. Argentina.
- Tineo, A., Falcón, C. y García, J. 1990. Características hidrogeológicas del Cono Aluvial del Río San Ignacio-Provincia de Tucumán (R.A.). 6º Congreso Brasileiro de Aguas Subterráneas. ABAS. Porto Alegre-RS-Brasil.
- Trombotto, D. 1992. The Cryomere Penfordd, Patagonia. *International Workshop: «Permafrost and Periglacial Environments in Mountain Areas»*, 3rd. Meeting IGCP Project 297: «Geocryology of the Americas», 33 pp., Calgary.
- Van Zuidam, R. 1976. Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain: processes and landforms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin. *International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC), The Netherlands*, 211 p.
- Verstappen, H. Th. y Van Zuidam, R. A. 1975. ITC – system of geomorphological survey. *ITC Textbook of Photo-Interpretation*, Vol. VII-2, 52p., 4 maps.
- Verstappen, H. Th. y Van Zuidam, R. A. 1991. *The ITC system of geomorphological survey*. ITC Publication, Second edition, Number 10, 89 p.
- Viers, G. 1973. *Geomorfología*. Oikos-Tau, 287 p., Barcelona.
- Vogt, T. 1991. Cryogenic physico-chemical precipitations: Iron, silica, calcium carbonate. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1:283-293.
- Vogt, T., and Del Valle, H. F. 1994. Calcretes and cryogenic structures in the area of Puerto Madryn (Chubut, Patagonia, Argentina). *Geografiska Annaler*. 76 A.1-2.