



Universidad Nacional de Río Cuarto
Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

TESIS DE LICENCIATURA

**‘Caracterización morfodinámica del tramo pedemontano del río
San Bartolomé. Influencias Tectónicas y Climáticas**

María Celeste Bonacci

Director: Nelso C. Doffo. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, FísicoQuímicas y Naturales, UNRC.

Co-director: M. Jimena Andreazzini. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, FísicoQuímicas y Naturales, UNRC.

2018

AGRADECIMIENTOS

A mi familia por ser parte de este proceso, por incitarnos siempre a estudiar y formarnos, dándonos todas las posibilidades que están al alcance. Gracias a mis padres por el aguante de todos estos años, por esforzarse para darnos lo mejor.

A la Universidad Nacional de Río Cuarto, por permitirme completar mi formación académica y brindar una educación de gran calidad.

A los profes Nelso y Jime, por guiarme a lo largo éste trabajo y estar siempre predispuestos a ayudarme. Al resto del equipo de geomorfología, Kari y Gringa. Gracias a todos por la buena onda de siempre, por el apoyo de todo este tiempo, por brindarme siempre su ayuda y consejo.

Al profe Dani, por su acompañamiento y ayuda en los viajes de campo realizados en el marco de esta tesis y por su buena onda de siempre. A Willie, por su tiempo y dedicación en la corrección de este trabajo, y por el apoyo brindado a lo largo de toda la carrera. A Jorge, por estar siempre dispuesto a dar una mano, un consejo. Al profe Campa, por brindarme su ayuda siempre que necesité. Gracias!

A mi compañero de vida, Luciano, que más allá de la distancia que nos pueda separar, siempre estamos juntos, apoyándonos el uno a otro. Gracias por tu ayuda y consejos de siempre. A seguir planeando un futuro juntos. Gracias a mi familia del corazón, Poggi, que nunca me ha dejado de brindar su apoyo en todo este trayecto.

Gracias a mis amigas, Euge y Noe por ser mi pilar en esta carrera. A Vir, siempre presente para darte una mano. Gracias a las tres por sacarme una sonrisa todos los días, por el apoyo incondicional, por sus consejos y sus retos. Simplemente gracias por estar al pie del cañón, siempre. Las quiero.

A mis amigas de la infancia, gracias por su apoyo y aguante todo este tiempo. Siempre ahí cuando las necesitas. Que a vida nos siga manteniendo juntas!

Gracias a la Geología, por darme la oportunidad de conocer a excelentes personas, y poder compartir con ellas viajes, risas y momentos inolvidables.

¡ Muchas Gracias !

INDICE

AGRADECIMIENTOS	2
INDICE	3
RESUMEN	5
I. INTRODUCCION	8
I.1 FUNDAMENTACION DEL TRABAJO	8
I.2 ANTECEDENTES DEL AREA DE ESTUDIO	9
I.3 UBICACION DEL AREA DE ESTUDIO	10
I.4 HIPOTESIS DE TRABAJO	11
I.5 OBJETIVOS	11
I.5.a Objetivo General	11
I.5.b Objetivos Específicos	11
I.6 METODOLOGIA	11
II. MARCO REGIONAL	14
II.1 INTRODUCCION	14
II.2 CARACTERIZACION CLIMATICA	14
II.3 USO ACTUAL DEL TERRITORIO	16
II.4 CONTEXTO GEOLOGICO	17
II.5 ESTRATIGRAFIA	18
II.5.1 Basamento Cristalino Precámbrico Superior-Paleozoico Inferior	18
II.5.2 Depósitos Cuaternarios	20
II.6. ESTRUCTURAS	23
II.6.1 Campo de Deformación Dúctil	23
II.6.2 Campo de Deformación Frágil	24
II.7 GEOMORFOLOGIA	27
II.8 EVOLUCION GEOLOGICA Y GEOMORFOLOGICA	30
II.9 HIDROLOGIA REGIONAL	33
II.9.1 ASPECTOS MORFOLOGICOS Y MORFODINAMICOS DEL RIO CUARTO	34
II.10 INTERVENCIONES ANTROPICAS EN LA CUENCA DEL CUARTO	35
III. MARCO LOCAL	38
III.1 CARACTERIZACION CLIMATICA	38
III.1.1 Obtención de los datos	38
III.1.2 Tratamiento de datos	39
III.1.3 Resultados	39
III.2 CONTEXTO GEOLOGICO LOCAL	46
III.2.1 ESTRATIGRAFIA	47

III.3 ESTRUCTURAS	68
III.3.1 Campo de Deformación Dúctil	68
III.3.2 Campo de Deformación Frágil	69
III.3.3 Esquema morfoestructural.....	71
III.4 GEOMORFOLOGIA.....	73
III.4.1 Descripción de las asociaciones y unidades geomorfológicas	75
III.5 HIDROLOGIA SUPERFICIAL	88
III.5.1 Hidrografía.....	88
III.5.2 Hidrometría.....	89
IV. CARACTERIZACION MORFOLOGICA Y LA DE CARGA DEL CANAL	99
IV.1 METODOLOGIA.....	99
IV.2 PATRON DE CANAL.....	101
IV.3 PERFIL LONGITUDINAL.....	105
IV.4 SECCIONES TRANSVERSALES	111
IV.5 CARACTERIZACIÓN DE LA CARGA TRANSPORTADA.....	117
IV.5.1 Metodología	117
IV.5.3 Análisis de la carga en suspensión	125
V. ANALISIS DE LAS VARIACIONES MORFOLOGICAS Y DE LA CARGA DEL CANAL.....	127
V.1 CAMBIOS EN LOS ULTIMOS 40-50 AÑOS	127
V.1.2 Cambios en la sinuosidad	127
V.1.3 Cambios en la longitud de onda y el radio de curvatura	128
V.2 CAMBIOS AGUAS ABAJO	131
V.2.1 Análisis del perfil longitudinal	131
V.2.2 Análisis de la variación de la carga transportada.....	134
V.2.3 Análisis de la relación entre el ancho de canal, el radio y la longitud de meandro	136
V.3 INFLUENCIAS MORFOTECTONICAS	139
V.4 INFLUENCIAS CLIMATICAS.....	143
VI. CONCLUSIONES	147
VI.2 Recomendaciones	149
BIBLIOGRAFIA	151
ANEXOS.....	165

RESUMEN

El río San Bartolomé es uno de los tributarios del río Cuarto. Su cuenca, de aproximadamente 140 km², se desarrolla en las Sierras de Comechingones, en ambiente de basamento cristalino, y luego recorre un tramo de 16 km en el piedemonte oriental. Dada la litología fundamentalmente granítica, más susceptible a la alteración, presente en su cuenca alta, resulta de interés el estudio de éste río por su contribución al balance general de la carga de sedimentos del río Cuarto, el cual constituye una importante fuente de áridos para la industria de la construcción.

Comprender el funcionamiento y la variabilidad morfodinámica de tramos pedemontanos de ríos gravo-arenosos es de vital importancia para un posterior estudio de la tasa de aporte de sedimentos que permitan evaluar desequilibrios morfodinámicos propios del sistema, como así también la disponibilidad del recurso para una explotación sustentable.

El objetivo de este trabajo es efectuar un análisis morfodinámico y morfoevolutivo del tramo pedemontano del río San Bartolomé, que permita formular tendencias en el comportamiento de este sistema fluvial.

El área de estudio comprende el tramo serrano final y el segmento pedemontano del río San Bartolomé.

El trabajo consistió inicialmente en un análisis geomorfológico y de morfoestructuras de detalle que permitió reconocer distintos ambientes y su implicancia en la dinámica fluvial, tanto histórica como actual. Posteriormente se realizó la caracterización morfológica del canal, que incluyó un análisis del diseño en planta, perfiles longitudinales y secciones transversales, además de la carga transportada. Esta información fue analizada integralmente, tanto espacial (en el sentido aguas abajo) como temporalmente. En este último ítem, para el largo plazo se consideraron factores tectónicos y cambios climáticos cuaternarios, mientras que para el corto plazo las variaciones en el régimen de lluvias de los últimos 50 años.

El tramo pedemontano del río San Bartolomé ha sido dividido, desde aguas arriba hacia aguas abajo, en cuatro segmentos. El primero, recorre basamento correspondiente al bloque serrano de Comechingones, el canal tiene un diseño en planta recto con un fuerte control litológico y estructural, con la clásica configuración en saltos y ollas. El segundo segmento, con un perfil longitudinal cóncavo hacia arriba, se caracteriza por ser un tramo incidido, fundamentalmente de transporte, en el que dominan las mayores granulometrías. El tercer segmento, con un perfil longitudinal cóncavo hacia abajo, se caracteriza por un lecho predominantemente aluvial, donde la pérdida de capacidad de transporte por infiltración hace que éste sea un tramo con una

dinámica de agradación, por lo que la fracción D90 disminuye respecto a los demás segmentos. El último, (previo a su confluencia con el río Cuarto), vuelve a adoptar un perfil cóncavo hacia arriba, el ancho del cauce se reduce notablemente al encontrarse confinado entre sedimentos de alta resistencia a la erosión, y en él domina el transporte, de allí el aumento en el tamaño granulométrico dominante.

La influencia de un control estructural activo queda evidenciado en el perfil longitudinal que próximo a la confluencia con el río Cuarto adopta una forma cóncava hacia abajo, como también el desarrollo de un tramo de faja fluvial con una marcada asimetría. Además, la coincidencia espacial entre la configuración de bloques periserranos y las características morfológicas de la faja fluvial y del valle actual del río, dan cuenta de la importante influencia de la tectónica sobre el río San Bartolomé. Por su parte, el último cambio climático del periodo Cuaternario (1500 años AP-actualidad), responsable de la integración de las redes de drenaje en la región, pudo haber determinado la integración del río San Bartolomé a la cuenca del río Cuarto, definiendo el aspecto del valle actual y fundamentalmente de su último segmento. Una posible tendencia, frente a la persistencia de los procesos de ajustes del nivel de base (incisión del río Cuarto), sería percibida primeramente por los segmentos finales del canal, transmitiendo el pulso de descenso hacia aguas arriba con posibles afectaciones a la actual configuración morfodinámica.

CAPITULO I
INTRODUCCION

I. INTRODUCCION

I.1 FUNDAMENTACION DEL TRABAJO

Los sistemas fluviales son indicadores de alta sensibilidad frente a cambios tectónicos y climáticos, de allí su permanente ajuste espacial y temporal a las variaciones de pendiente y fluctuaciones del caudal líquido y sólido. Estos cambios modifican con distinta magnitud la morfodinámica del río, obligando al hombre a replantear nuevas formas de intervención, para minimizar posibles daños a la sociedad y no afectar la funcionalidad natural de estos ambientes.

El río San Bartolomé (La invernada) es uno de los tributarios del río Cuarto. Su cuenca, de aproximadamente 140 km², nace en la sierra de Comechingones, fundamentalmente en ambiente de rocas graníticas, y luego recorre un tramo de 16 km en el piedemonte oriental. Esta cuenca contribuye en forma importante al balance general de la carga de sedimentos, aspecto muy relevante ya que, aguas abajo, el cauce del río Cuarto a la altura de la ciudad homónima, es desde hace décadas una importante fuente de áridos que abastece a una amplia zona del centro del país, además de estar atravesado por numerosas obras de infraestructura, como puentes, vados, ductos, azudes, etc.

En general, la cuenca alta del río Cuarto está desarrollada sobre dos sustratos litológicos hidrológicamente contrastantes; así las subcuencas desarrolladas en el ambiente metamórfico, que ocupan la porción sur, tienen un régimen aluvional con escasa carga de sedimentos, mientras que las subcuencas septentrionales, como las de los ríos Zarzamora-El Talita, San Bartolomé y parte de la cuenca del río Las Cañitas, desarrolladas sobre ambiente granítico, son las principales aportantes de sedimentos. Este aspecto es fundamental en la definición de una crecida, según se active uno u otro agrupamiento de cuencas.

El segmento pedemontano del río San Bartolomé constituye un tramo de tránsito que vincula las zonas de generación de sedimentos, cuenca alta, con las zonas de depositación en cuenca media. El presente trabajo pretende realizar aportes para la caracterización de los cambios morfológicos que han ocurrido en el largo plazo (tectónicos) y corto plazo (climáticos) de este tramo del río, lo cual permitirá comprender aspectos sobre el régimen hidrológico y transferencia de sedimentos hacia el río Cuarto.

Este trabajo será una contribución al estudio de los tramos pedemontanos de otros cursos de agua de la región, ya que el análisis de posibles desequilibrios en algunos segmentos de su faja fluvial es útil para comprender tendencias de comportamiento fluvial en sectores de cuencas medias.

I.2 ANTECEDENTES DEL AREA DE ESTUDIO

El estudio sobre la sensibilidad de los ríos frente a cambios tectónicos y climáticos ha ido creciendo a lo largo de las últimas décadas, siendo oportuno mencionar los clásicos trabajos de Langbein y Leopold (1964) y Leopold y Wolman (1960), entre otros, sobre la capacidad y tipo de ajuste de un canal a modificaciones en el régimen hidrológico. En esa línea también son relevantes los estudios de Schumm (1968) y Harvey (1969) sobre la naturaleza interna o externa de esos cambios, importantes para determinar el grado de irreversibilidad de los mismos, y que relacionan los cambios de patrón como una medida de la sensibilidad de canal. Ambos enfoques aportan criterios para analizar la variabilidad morfológica y diferenciar tramos de cauce con distintas tendencias. Además, pueden destacarse los trabajos sobre la influencia que los movimientos neotectónicos ejercen sobre el patrón y dinámica de sedimentación del canal (Mueller, 1968; Hack, 1973; Ouchi, 1985; Holbrook y Schumm, 1999; entre otros).

En el caso de los ríos pedemontanos, cuyas fajas se desarrollan bajo un régimen libre (aluvial) y localmente semiconfinado, los estudios se han centrado en la variabilidad del diseño en planta del canal (sinuosidad, geometría de meandros, secuencia de umbrales y fosas, entre los más importantes), de la sección transversal (relación ancho/profundidad, geometría hidráulica, sección de canal lleno), y del perfil longitudinal del canal y terrazas. Knighton (1998) desarrolla un modelo que analiza la variabilidad de la energía del canal a lo largo del perfil longitudinal del río, cuya traza, asumida como una función exponencial, es contrastada empíricamente con la forma de los perfiles longitudinales de ríos de una gran diversidad de cuencas. Así, la relación entre parámetros hidrológicos (caudal) y geométricos (pendiente del cauce) a lo largo del canal, permiten estimar segmentos con distinta morfodinámica: erosión, transporte y sedimentación. Para los sistemas fluviales del Sur de Córdoba son numerosas las contribuciones en estas temáticas, entre ellas pueden citarse las de Doffo y González Bonorino (2006), Degiovanni *et al.*, (2009, 2013), Doffo *et al.*, (2010, 2014), Andreazzini *et al.*, (2014), Andreazzini (2015) y Salinas (2016).

Desde el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto se estudian los sistemas fluviales de la región, tanto en sus aspectos básicos (morfodinámicos-sedimentológicos-hidrológicos) como aplicados (peligros-riesgos naturales, impactos, ordenamiento territorial, geoindicadores ambientales), cuyos resultados se presentan en Degiovanni *et al.*, (2005), Degiovanni (2008), Degiovanni y Doffo (2005), entre otros. En los últimos años se ha avanzado en la tipificación del comportamiento de algunos cursos de la región, su tratamiento estadístico, y en la modelación hidrológica e hidráulica y uso de Sistemas de Información Geográfica

(Degiovanni, 2008; Doffo, 2006; Degiovanni *et al.*, 2010, 2014; Ulla, 2008; Andreazzini y Degiovanni, 2011; Doffo *et al.*, 2010, Magnante *et al.*, 2014 y Olthoff *et al.*, 2014, Andreazzini, 2015, Andreazzini *et al.*, 2015).

I.3 UBICACION DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se ubica en el Departamento Río Cuarto, provincia de Córdoba, República Argentina, a 50 km al NO de la ciudad de Río Cuarto. Esta incluye el tramo final dentro del ambiente serrano y el tramo pedemontano del río San Bartolomé (de aprox. 16 km de longitud), hasta su desembocadura en el río Cuarto, entre las coordenadas $32^{\circ}45'22''\text{S}$ y $64^{\circ}45'23''\text{O}$, y $32^{\circ}53'13.5''\text{S}$ y $64^{\circ}39'05''\text{O}$ (Fig.I.1).

Se puede acceder al área recorriendo aproximadamente 41 km hacia el Oeste desde la localidad de Río Cuarto por ruta provincial N°30, para empalmar luego la ruta provincial N°23 y recorrer aproximadamente 30 km hasta cruzar el río Las Cañitas. A partir de allí se puede acceder a distintos puntos de la zona de trabajo a través de caminos rurales.

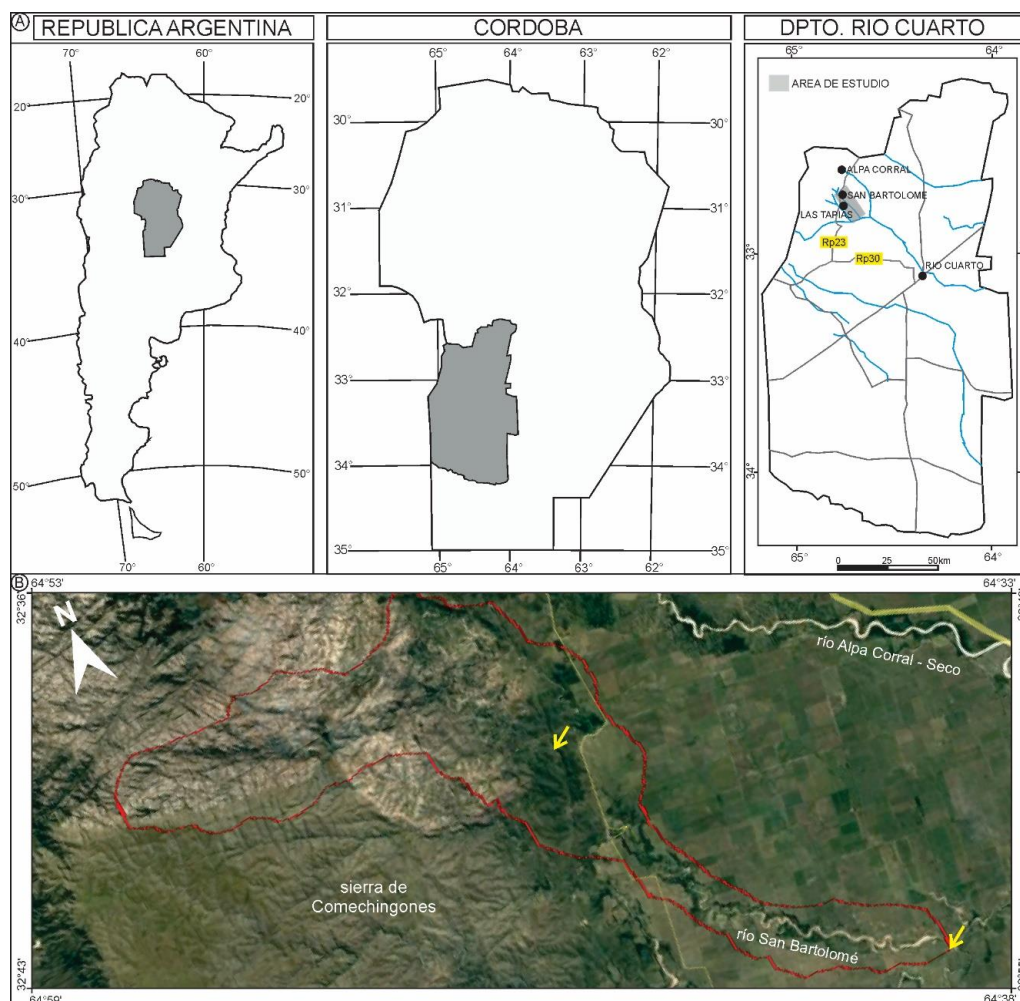


Figura I.1: A: Ubicación del área de estudio; B: Imagen Google Earth en donde se muestra en color rojo el límite de cuenca del río San Bartolomé y con flechas amarillas el tramo de estudio.

I.4 HIPOTESIS DE TRABAJO

- La importante sensibilidad de los sistemas fluviales a cambios naturales, se percibe en la variabilidad de los parámetros morfológicos, sedimentológicos e hidrológicos, los que reflejan el estado del sistema y permiten definir tendencias de cambios ambientales.
- La respuesta de los ríos y arroyos ante cambios en las variables climáticas y tectónicas ocurren a diferentes escalas espacio-temporales en función de la sensibilidad del sistema.
- La respuesta de un sistema fluvial a perturbaciones de origen climático, influye en la hidrología y transporte de sedimentos y de allí en los parámetros geométricos y de patrón de canal, mientras que los cambios de origen tectónico operan sobre el gradiente del canal, forzando el desarrollo de morfologías de patrón de canal y valle, configurando segmentos geomorfológicamente anómalos.

I.5 OBJETIVOS

I.5.a Objetivo General

Efectuar un análisis morfodinámico y morfoevolutivo del tramo pedemontano del río San Bartolomé, que permita formular tendencias en su comportamiento.

I.5.b Objetivos Específicos

- Caracterizar la geomorfología del tramo pedemontano de la faja fluvial del río San Bartolomé.
- Evaluar la respuesta hidrológica en cuenca alta, a través de datos instrumentales y estimación numérica.
- Caracterizar el contexto tectónico y detectar posibles influencias en el perfil longitudinal, sección transversal y patrón del canal, reconociendo tramos anómalos y su relación con cambios morfosedimentarios (parámetros texturales y composición de la carga de fondo) del canal.
- Caracterizar tramos con diversos dominios morfodinámicos.

I.6 METODOLOGIA

El presente trabajo abarcó tres etapas principales que serán desarrolladas de manera sintética en este apartado. La metodología con la que se tomaron los datos y su posterior tratamiento será explicada con detenimiento en cada capítulo.

La primera etapa consistió de un **gabinete inicial**, donde se recopilaron y analizaron antecedentes bibliográficos y cartográficos, a partir de los cuales se pudieron caracterizar los aspectos geológicos, geomorfológicos, hidrológicos, tectónicos, estructurales, de uso del suelo y climáticos de la región y del área de estudio específica.

De esta manera, se pudo confeccionar una cartografía básica preliminar del área a escala 1:50.000. Se llevaron a cabo mediciones de parámetros geométricos de canal utilizando el material cartográfico de distintas fechas disponible. Además, se realizó una segmentación preliminar del canal, en función del diseño en planta, y se seleccionaron segmentos de control representativos de los diferentes tramos, para posterior chequeo de campo.

Durante la **etapa de campo** se efectuó un control de las características litológicas y geomorfológicas definidas en la cartografía preliminar. Además, se relevaron evidencias de procesos activos y se describieron perfiles sedimentarios en diferentes posiciones del área.

Se efectuó un relevamiento topográfico de detalle de la pendiente del canal y de secciones transversales en los segmentos de interés, junto con el muestreo de sedimentos de fondo (de barra y canal). En cada sección transversal se realizó el relevamiento de niveles de terrazas, ancho, profundidad, presencia de barras, entre otras, y se caracterizaron las litologías que conforman márgenes y fondo.

Luego, en la **etapa de laboratorio**, llevada a cabo fundamentalmente en los laboratorios del Dpto. de Geología de la UNRC, se hizo un análisis granulométrico de las muestras de sedimentos.

Por último, en la etapa de **gabinete final** se compiló toda la información obtenida en las etapas anteriores, con el fin de redefinir segmentos característicos del tramo en estudio.

CAPITULO II
MARCO REGIONAL

II. MARCO REGIONAL

II.1 INTRODUCCION

En el Sur de la provincia de Córdoba pueden reconocerse tres grandes ambientes geomorfológicos que de Oeste a Este varían desde el cordón montañoso de la sierra de Comechingones, las llanuras onduladas periserranas y las planicies intermedias, hasta las áreas deprimidas sudorientales (Carignano *et al.*, 2014).

En general, los sistemas fluviales de la región nacen en la sierra de Comechingones y atraviesan los ambientes periserrano y de llanura, descargando diferentes volúmenes de agua y sedimentos en los sectores deprimidos del Este-Sudeste provincial, que constituyen los niveles de base regionales.

Con el propósito de mostrar el contexto regional en el que se inserta el área de estudio, se presentan en este capítulo las características climáticas del Sur de Córdoba, el uso actual del territorio, los aspectos geológicos-geomorfológicos más relevantes y la hidrología regional.

II.2 CARACTERIZACION CLIMATICA

El régimen térmico de la provincia de Córdoba está determinado por las temperaturas del mes más cálido, del mes más frío y su amplitud térmica anual (Fig.II.1). Los valores térmicos del mes de enero, que representan a las temperaturas estivales, se distribuyen en un rango que oscila entre los 23°C, en el Sur provincial, y 26°C en el extremo norte. Por otro lado, las temperaturas del mes de julio, que representan a la estación invernal, evidencian un rango de valores que van desde los 8°C en el Sur hasta los 11,5°C en el Norte. Puede observarse que la temperatura no alcanza registros extremos y la amplitud térmica anual no supera los 16°C en toda la provincia (Dasso *et al.*, 2014)

En la región, más del 80% de los días son ventosos, las direcciones predominantes son provenientes del N-NE y S-SE, con velocidades medias del orden de los 14 km/h. Las velocidades máximas se registran desde fines de agosto hasta octubre, con ráfagas que pueden alcanzar los 100 km/h (Capitanelli, 1979).

Las precipitaciones en la provincia provienen principalmente del anticiclón atlántico, correspondiendo el 70% de la precipitación media anual (PMA) a los procesos frontales, es decir, con la intervención de más de una masa de aire (Capitanelli, 1979). Las lluvias se concentran principalmente en los meses de primavera – verano, abarcando un 80% del total, mientras que el 20% restante se registra en los meses de otoño – invierno. Éstas disminuyen de Este a Oeste desde más de 900 mm en la porción oriental del territorio a menos de 600 mm en el límite occidental (Fig.II.2).

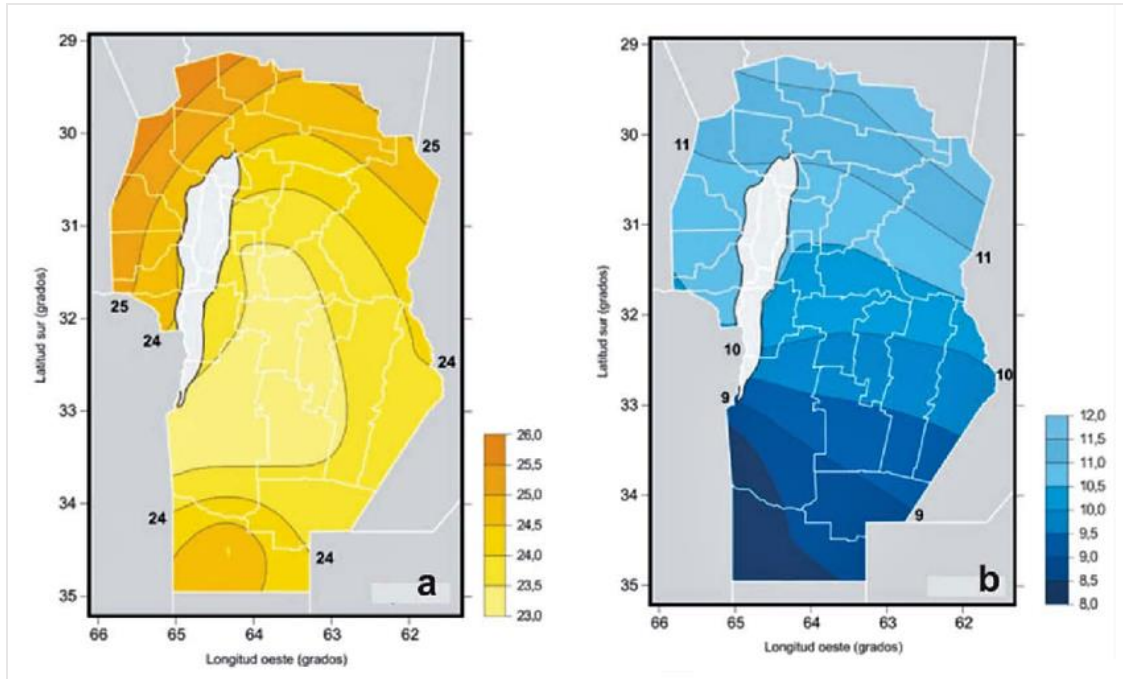


Figura II.1: Temperaturas medias anuales de la provincia de Córdoba para los meses de a) enero y b) julio (Fuente: Dasso *et al.*, 2014).

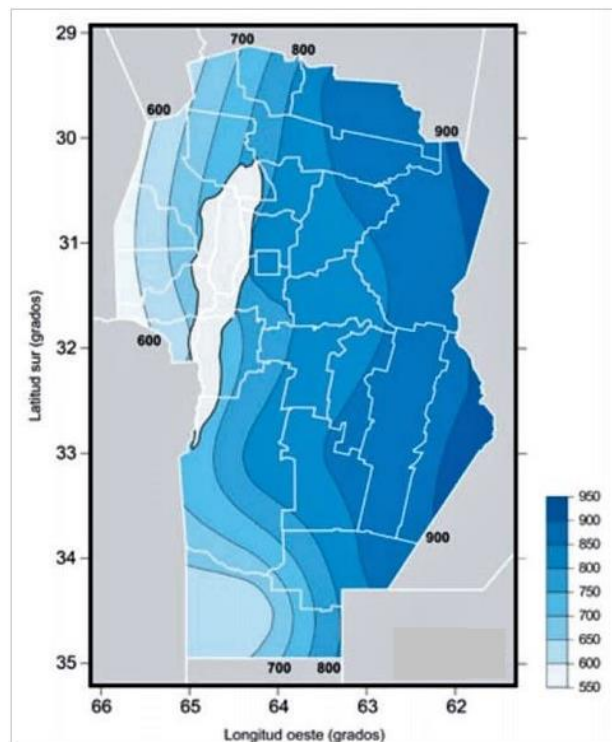


Figura II.2: Precipitación media anual en la Provincia de Córdoba para el período 1961-1990 (Fuente: Dasso *et al.*, 2014).

La evapotranspiración potencial media anual para toda la llanura y piedemonte del Sur de Córdoba es del orden de los 820 mm (Capitanelli, 1979), a excepción de la porción SO en donde la necesidad de agua supera los 850 mm. Las condiciones

geográficas, principalmente el factor relieve, juega un rol fundamental en sectores serranos, donde la evapotranspiración potencial varía entre 688 y 794 mm.

II.3 USO ACTUAL DEL TERRITORIO

Degiovanni (2008) ha definido para el Sur de la provincia de Córdoba 11 tipos de usos del territorio, los cuales han sido sintetizados en el mapa de la Figura II.3. Particularmente para el área de estudio y alrededores los usos principales son:

Uso urbano: Incluye las áreas ocupadas por centros poblacionales y principales vías de comunicación. Los centros poblados cercanos al área de estudio son Alpa Corral, San Bartolomé, Las Cañitas y Las Tapias (Fig.I.1).

Uso minero: El sector serrano comprende explotaciones de rocas de aplicación, como pegmatitas y granitos. Se destaca además la extracción de áridos en el curso medio del río Cuarto. La minería de áridos llevada a cabo en el río Cuarto constituye una actividad en creciente desarrollo. Desde hace 60 años se extraen áridos del cauce y terrazas de este curso en el tramo comprendido entre Río Seco y Alejandro, concentrándose el 80% de la producción total en el área urbana y periurbana de la ciudad de Río Cuarto.

Uso forestal: Esta actividad es incipiente y se desarrolla especialmente en áreas serranas con especies del género Pinus (pinos), del cual se obtiene madera y en menor proporción, resina. Pueden mencionarse dos emprendimientos próximos a la zona de estudio, uno ubicado en la cuenca del río Alpa Corral y otro de menor envergadura, en la cuenca del río Las Cañitas.

Uso turístico-recreativo: Muy importante en la localidad de Alpa Corral que cuenta con infraestructura habitacional y campings para alojar un importante número de turistas.

Uso mixto con dominio agrícola: en esta clase las actividades agrícola y ganadera tienen peso similar, destacándose ligeramente la primera, aunque esto varía según el precio de los cereales y de la carne. En estos establecimientos se cultiva maíz, girasol y soja, principalmente en el verano, y trigo en el invierno, pero parte de la superficie se destina a pasturas o forrajeras para la cría de ganado.

Uso ganadero extensivo: esta clase se reserva para las zonas sin aptitud agrícola por diferentes razones e incluye el sector serrano. La actividad ganadera se realiza sobre la base de pastos naturales siendo muy común el sobrepastoreo.

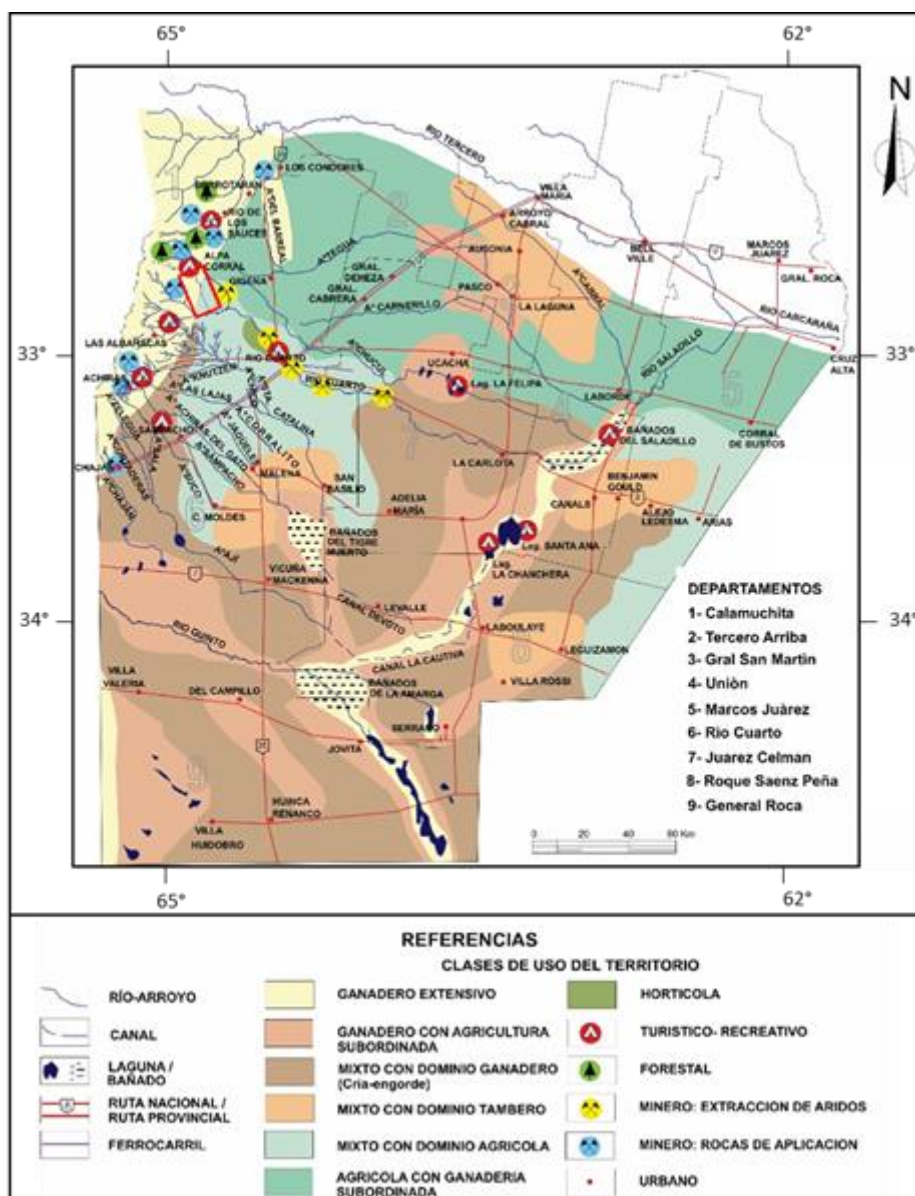


Figura II.3: Mapa de uso actual del suelo del Sur de Córdoba. En rojo se señala la zona de estudio. (Fuente: Degiovanni, 2008).

II.4 CONTEXTO GEOLOGICO

La provincia de Córdoba abarca dos grandes provincias geológicas, la de las Sierras Pampeanas, al Oeste, y la Llanura Chacopampeana que comprende la zona pedemontana y la llanura hacia el Este. La zona de estudio se inicia en el extremo oriental de la primera y el resto se ubica en la segunda.

Las Sierras Pampeanas de Córdoba están ubicadas en la zona distal del antepaís andino, región formada por un conjunto de sierras elongadas en sentido general N-S limitadas por fallas lístricas inversas de alto ángulo (Martino *et al.*, 2012, Costa, 1996, 1999, 2000; Costa y Vita-Finzi 1996) que exponen en su núcleo

basamento ígneo-metamórfico de edad Neoproterozoica-Paleozoica Inferior (Gordillo y Lencinas 1979).

Desde el Paleozoico Superior, las Sierras Pampeanas tuvieron una prolongada y compleja evolución caracterizada principalmente por la alternancia de extensos periodos de estabilidad, con exposición de la roca a los agentes de meteorización y eventos de actividad tectónica, con la subsecuente activación de los procesos de erosión. El resultado es un paisaje de bloques de basamento elevados y basculados tectónicamente que están truncados por restos de antiguas superficies de aplanamiento y erosión (Carignano, 1999; Rabassa, 2010, entre otros).

Por su parte, la Llanura Chacopampeana constituye una extensa cuenca distal del antepaís andino, cuya sedimentación cenozoica se caracteriza por el predominio de depósitos distales de sistemas fluviales y aluviales efímeros y depósitos eólicos, mayormente loésicos, siendo el lugar de tránsito de estos sedimentos hacia la plataforma y talud continental atlánticos (Chebli *et al.*, 1999).

La zona de piedemonte está constituida por cinco grandes abanicos aluviales generados por los ríos mayores que drenan las Sierras Pampeanas Orientales en dirección a la llanura y abanicos más pequeños asociados a cursos de menor jerarquía. Las partes distales de estos sistemas fluviales han sido modificados por acción eólica durante los periodos glaciales, lo que favoreció la formación de llanuras de loess (Carignano *et al.*, 2014).

II.5 ESTRATIGRAFIA

Para la descripción estratigráfica del área se ha utilizado como base la Hoja Geológica Río Cuarto 3363-III (Degiovanni *et al.*, 2005), ubicada al Este de la zona de estudio, e información publicada en el Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino (Pinotti *et al.*, 2014).

II.5.1 Basamento Cristalino Precámbrico Superior-Paleozoico Inferior

La sierra de Comechingones conforma el extremo meridional de las Sas. Grandes de Córdoba (Fig. II.4).

Según Fagiano (2007), el Sur de la sierra de Comechingones está caracterizado por dos unidades litoestratigráficas principales: los complejos metamórficos Monte Guazú y Achiras. Para los fines del trabajo, sólo se describirá el primer complejo, ya que éste queda comprendido en la zona de estudio.

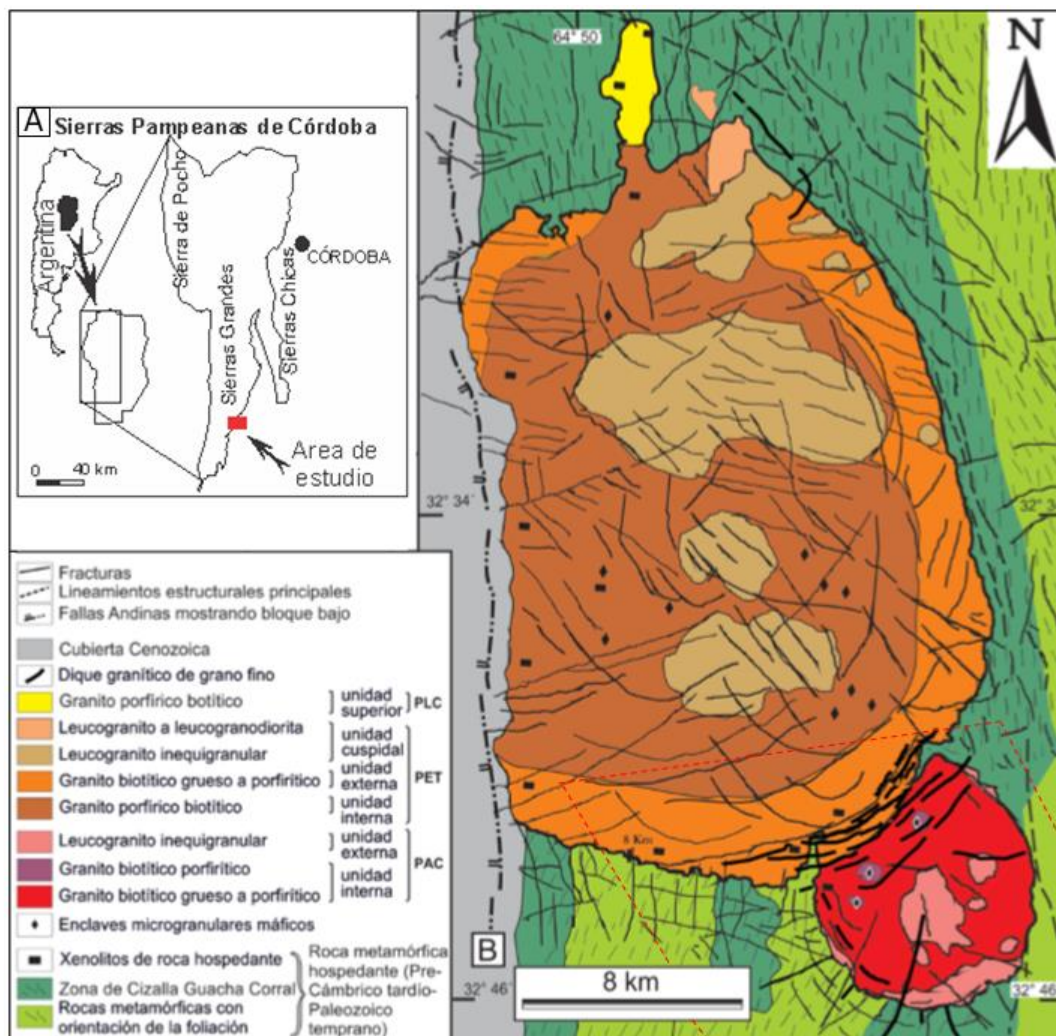


Figura 2.4: **A:** Mapa geológico de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis mostrando la ubicación del batolito Cerro Áspero. **B:** Mapa geológico del batolito Cerro Áspero, mostrando la zonificación petrográfica del plutón Alpa Corral (PAC), El Talita (PET) y Los Cerros (PLC), y las rocas metamórficas hospedantes: Complejo Monte Guazú y la Faja de Cizalla Guacha Corral. Modificado de Pinotti *et al.*, (2014). En línea punteada de color rojo se muestra la porción de la zona de estudio incluida en este mapa.

El complejo metamórfico Monte Guazú es la unidad litoestratigráfica de mayor distribución areal del Sur de la sierra de Comechingones, se extiende desde el Sur del batolito Cerro Áspero hasta la terminación austral de las sierras (Otamendi *et al.*, 2000).

Este complejo, de edad cámbrica, está formado por migmatitas, paragneises, ortoanfibolitas y mármoles en facies de anfibolita en transición a facies de granulitas con fusión parcial. Estas rocas han sido localmente afectadas por un metamorfismo dinámico retrógrado dentro de fajas de cizallas (Pinotti 1998; Fagiano 2007) que afectan al complejo en su borde oriental (faja de cizalla Guacha Corral) y en una porción de su extremo más austral (faja de cizalla Las Lajas).

La faja de cizalla Guacha Corral está compuesta, en algunos sectores, por protomilonitas a ultramilonitas formadas a partir de protolitos gnéisicos y migmáticos, en

las que los indicadores cinemáticos sugieren una cizalla dúctil inversa con transporte tectónico hacia el Oeste (Fagiano *et al.*, 1997). Ésta, junto con el complejo metamórfico, se encuentran truncados por el batolito Cerro Áspero, el cual intruye en el Devónico.

El batolito Cerro Áspero, con un área aflorante de 440 km², constituye el complejo granítico más importante de la sierra de Comechingones. Diversos autores (González Díaz, 1972, Gordillo y Lencinas, 1979, Coniglio y Esparza, 1988, Pinotti *et al.*, 1992, Porta, 1992, Pinotti *et al.*, 1996, entre otros) sugieren que el batolito está constituido por tres plutones que de Sur a Norte y por orden relativo de emplazamiento fueron denominados Alpa Corral, El Talita y Los Cerros, respectivamente (Fig.II.4).

II.5.2 Depósitos Cuaternarios

Están conformados por sucesivos depósitos continentales eólicos y fluviales, y lagunares/palustres (Fig.II.5).

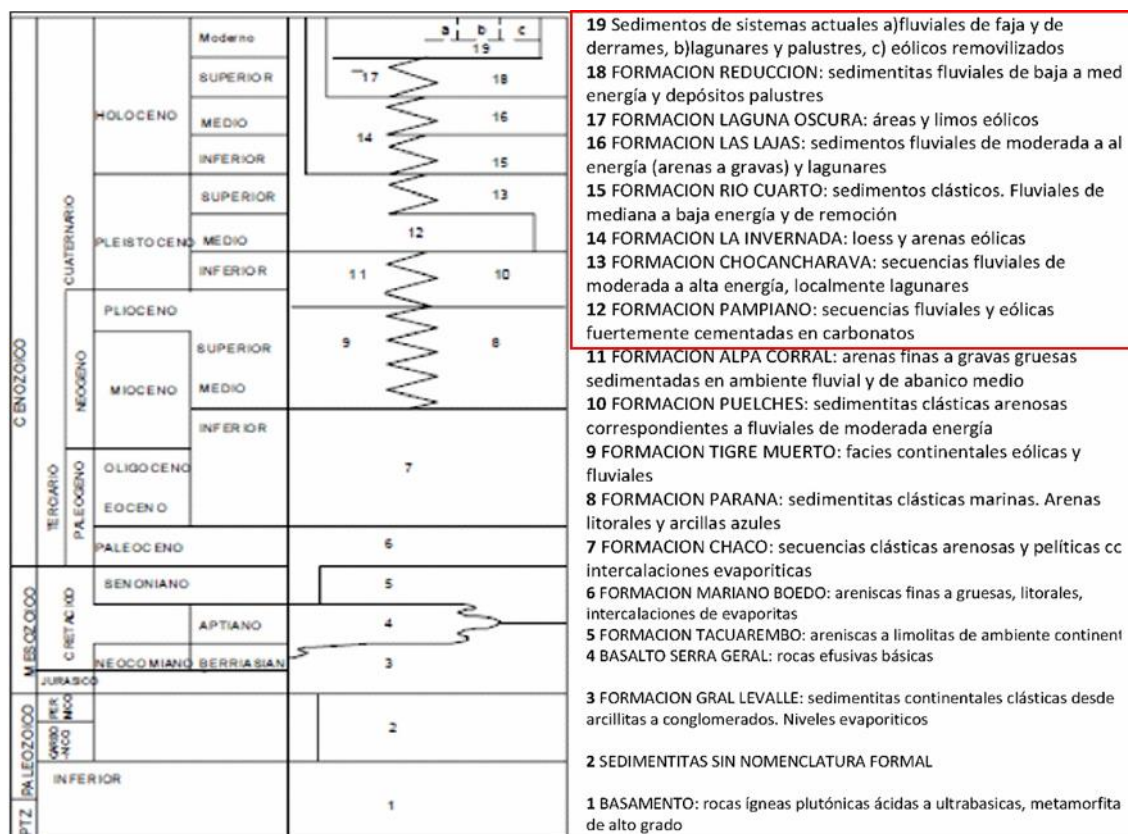


Figura II.5: Estratigrafía regional de Sur de Córdoba. En rojo se resaltan las unidades posiblemente aflorantes en el área de estudio. (Fuente: Blarasin, 2003).

PLIO-PLEISTOCENO

Formación Alpa Corral

Esta formación fue definida por Cantú (1992) a partir de afloramientos en el piedemonte oriental de la sierra de Comechingones, como base de la secuencia que

conforma el abanico aluvial del río Alpa Corral-Seco. Se trata de una unidad de origen fluvial compuesta por arenas finas con gravas dispersas y arenas medias y gruesas con intercalaciones de gravas.

Cantú (1992) le asigna una edad en el límite Plio-Pleistoceno al vincular el desarrollo del abanico aluvial como producto del levantamiento principal de las Sierras Pampeanas para esta época, siguiendo a Gordillo y Lencinas (1979).

PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR

Formación Pampiano

Cantú (1992) refiere a esta unidad para designar materiales aflorantes en perfiles resultantes de la incisión de canales fluviales en el área pedemontana de la Sierra de Comechingones. En esta zona, la potencia de la formación puede alcanzar hasta 10 m, mientras que hacia el Este los espesores disminuyen hasta que sólo pueden observarse en el lecho de ríos y arroyos.

Se pueden discriminar dos tipos de afloramientos según Cantú (1992). Uno está constituido por sedimentos limosos (loess) de color pardo rojizo a pardo amarillento con alto contenido en CaCO_3 disperso en la masa y presencia de niveles de calcretos discontinuos. El otro tipo está formado por materiales limosos y limo-arenosos muy finos de color pardo rojizo, con varios niveles que contienen nódulos de cementación de Fe y Si que pueden dar lugar a panes cementados continuos, con CaCO_3 disperso en la masa.

El ambiente de depositación es predominantemente eólico bajo clima árido/semiárido con eventos torrenciales hacia el final, que dieron origen a las facies de relleno de canal presentes en la mayoría de los afloramientos. En la zona de interfluvio y sobre material eólico, Cantú (1992) identificó un paleosuelo al que denomina Geosuelo Estancia el Cerrito, que fue truncado por erosión y sólo conserva los horizontes Bt y BC. Según Schiavo (2003) y Degiovanni *et al.*, (2003) este suelo tiene una edad Pleistocena tardía calculada a partir de análisis radiocarbónicos en calcretos encontrados en el mismo.

Formación Chocancharava

Cantú (1992) reunió en esta unidad a distintas facies de un importante ciclo fluvial que está representado en las fajas fluviales de la provincia. Se corresponde con un periodo húmedo que inicia el registro cuaternario de las fajas fluviales de las áreas de piedemonte y llanura, representado por una sucesión de paleoambientes fluviales y lacustres.

Se compone de secuencias areno – gravosas, con tendencia granodecreciente y estructuras de corte y relleno que son interpretadas como facies típicas de canales entrelazados, y facies de energía decreciente, tractivas a suspensivas, correspondientes a ambientes de llanuras de inundación. Además, se encuentra material pelítico de color verde amarillento, con rizoconcreciones correspondientes a ambientes leníticos de circulación restringida y asociados a depósitos de flujos densos (cenoglomerados). Pueden presentarse como secuencias de canales fluviales de alta energía, formados por ortoconglomerados monomíticos de clastos redondeados con cementación carbonática, conteniendo rodados de la Formación Pampiano (Degiovanni *et al.*, 2005).

PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO INFERIOR

Formación La Invernada

Esta unidad, definida por Cantú (1992), se trata de un manto tabular de loess de 2 a 6 m de potencia y gran extensión areal. Está compuesta por limos medianos a finos con arenas medianas a muy finas subordinadas, de color marrón amarillento claro, friable y pulverulento. Es masivo a ligeramente laminado en los niveles basales, presenta CaCO₃ pulverulento, disperso o en forma de concreciones radiformes. Esta formación yace en discordancia sobre las formaciones Chocancharava y Pampiano.

En el techo de esta formación se han encontrado restos de un paleosuelo bien desarrollado y de amplia distribución en la provincia, definido como Geosuelo Las Tapias (Cantú, 1992), que no sólo se encuentra en la llanura y zonas pedemontanas, sino también en las pampas de altura (Andreazzini *et al.*, 2013). Este suelo representa un mejoramiento climático del Holoceno vinculado al Hypsithermal u Optimum Climaticum (estimado por Cantú, 1992, para la región entre 9,5-8,2 y 5,2- 4 ka A.P.).

Formación Río Cuarto

Esta unidad ha sido descrita por Blarasin *et al.*, (2000a), quienes la vinculan lateralmente por su posición estratigráfica relativa, sobreyaciendo a la Formación Chocancharava y de manera discordante a la Formación Pampiano y subyaciendo a la Formación Arroyo Las Lajas. Se compone de gravas en matriz limo-arenosa y arenas depositadas en un ambiente fluvial de baja energía.

HOLOCENO INFERIOR – MEDIO

Formación Arroyo Las Lajas

Según Cantú (1992) la génesis de esta formación es fluvial-coluvial a fluvial-lagunar, la primera vinculada a procesos de erosión hídrica que se presentan como un cenoconglomerado con intraclastos del suelo Las Tapias. Se trata de sedimentos

clásticos cuya granulometría varía de gravas a arenas y limos. Esta formación correspondería al periodo *Optimum Climaticum* del Holoceno.

HOLOCENO SUPERIOR

Formación Laguna Oscura

Esta unidad culmina la columna cuaternaria de la región, fue definida por Cantú (1992) y se trata de una cubierta eólica arenosa que cubre amplias áreas de la provincia. Está formada por arenas finas a muy finas con menos del 15% de arcillas y limos. Su composición mineralógica es variable, diferenciándose una población volcánica (cordillerana) y otra pampeana. La fracción arenosa es dominada por cuarzo, feldespatos y vidrio volcánico disminuyendo este último hacia el Noreste (Cantú 1992).

Cantú (1992) y Degiovanni *et al.*, (2005) infieren una edad Holocena tardía para la formación Laguna Oscura.

Formación Reducción

Compuesta por arenas gruesas a gravas finas, con matriz limo-arenosa, a arenas finas, que representan secuencias fluviales de baja a moderada energía, donde predominan los depósitos de acreción lateral. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo, feldespatos, abundantes micas y lititos de procedencia granítica (Blarasin *et al.*, 2000a).

Se la puede correlacionar lateralmente a la Formación Laguna Oscura, pero con evidencias de haber sido formada en un ambiente de mayor restricción de circulación hídrica.

Sedimentos modernos sin denominación formal

Desde la instalación del clima Atlántico actual, estos sedimentos cubren a los depósitos más antiguos y están vinculados al funcionamiento de los sistemas eólicos, lagunares y fluviales actualmente instalados.

II.6. ESTRUCTURAS

II.6.1 Campo de Deformación Dúctil

En la sierra de Comechingones fueron reconocidas al menos tres fases de deformación (Martino *et al.*, 1995). Las fases D1 y D2 predatan o son coetáneas con el pico térmico, y alcanzaron grado medio a alto en la roca hospedante en el área del batolito Cerro Áspero. La foliación S2 es una fábrica planar compuesta, definida por bandeamiento composicional en gneises y migmatitas.

Una fase de deformación D3 está caracterizada por un evento importante de metamorfismo retrógrado dinámico que produce una foliación milonítica submeridional (S3) con un fuerte retrabajo de las fábricas previas. La fase D3 ocurre principalmente a lo largo de la faja de cizalla Guacha Corral. Esta es una de las mayores fajas de deformación dúctil reconocidas hasta el momento dentro de las Sas. de Córdoba, tiene cerca de 20 km de ancho y se extiende por 120 km desde el batolito de Achala y la culminación austral de la sierra de Comechingones.

En el área de estudio, la Faja de Cizalla Guacha corral tiene una dirección submeridional buzando con alto grado hacia el Este (Pinotti 1998; Fagiano *et al.*, 1997; Demartis *et al.*, 2011). En algunos sectores, está compuesta por protomilonitas a ultramilonitas formadas a partir de protolitos fundamentalmente gnéissicos y migmáticos, en las que los indicadores cinemáticos sugieren una cizalla dúctil inversa con transporte tectónico hacia el Oeste (Fagiano *et al.*, 1997).

El batolito Cerro Áspero trunca todas estas estructuras, incluyendo la faja de cizalla, lo que indica que ésta es previa a la intrusión, la cual comenzó en el Devónico temprano.

II.6.2 Campo de Deformación Frágil

Tanto las Sierras Pampaneas como la Llanura Chacopampeana se encuentran afectadas por estructuras que generan cambios significativos en el relieve y en la dinámica de la superficie. Se describen a continuación las principales estructuras reconocidas en el Sur de Córdoba, en base a los trabajos de Degiovanni *et al.*, (2005) y Degiovanni (2008).

-Sistema meridiano a submeridiano: Representan el sistema de fallas más importante de la provincia. Muchas de estas estructuras pertenecen a una inversión tectónica, distensiva-compresiva, producto de cambios en el régimen de esfuerzos en los distintos ciclos tectónicos. Este sistema generó el ascenso y basculamiento de grandes bloques, característicos de la actual fisonomía de las Sierras y Llanura Pampeana. Entre las localizadas en el sector serrano se encuentran las fallas de Comechingones y Guacha Corral (Fig.II.6).

-Sistema E-O: Estas fallas juegan un rol importante en la compartimentación y escalonamiento de los megabloques meridianos, muchas de ellas son de carácter normal y controlan la traza de varios cursos de agua. Entre las más importantes se encuentran las fallas de Elena, arroyo Boca del Sauce, El Cano, del Tegua, Santa Catalina, Río Cuarto, y un conjunto de fracturas que limitan bloques menores (Fig.II.6).

-Sistema NO-SE: Está bien representado en el extremo sur de la sierra de Comechingones y en las planicies occidentales. Estas estructuras generan el descenso

escalonado de los bloques serranos y controlan la mayoría de los cursos que tienen sus nacientes en este sector (Achiras, La Cruz, Cortaderas, Chaján). Las principales fallas son Las Lajas-Sampacho y Alpa Corral (Cantú y Degiovanni, 1982) (Fig.II.6).

-Sistema NE-SO: En la sierra de Comechingones se reconocen estos sistemas como es el caso del lineamiento que controla al río Piedras Blancas. También se destaca en el sector próximo a las sierras, la falla de Las Lagunas, de carácter inverso y probada actividad neotectónica (Sagripanti *et al.*, 2011) (Fig.II.6).

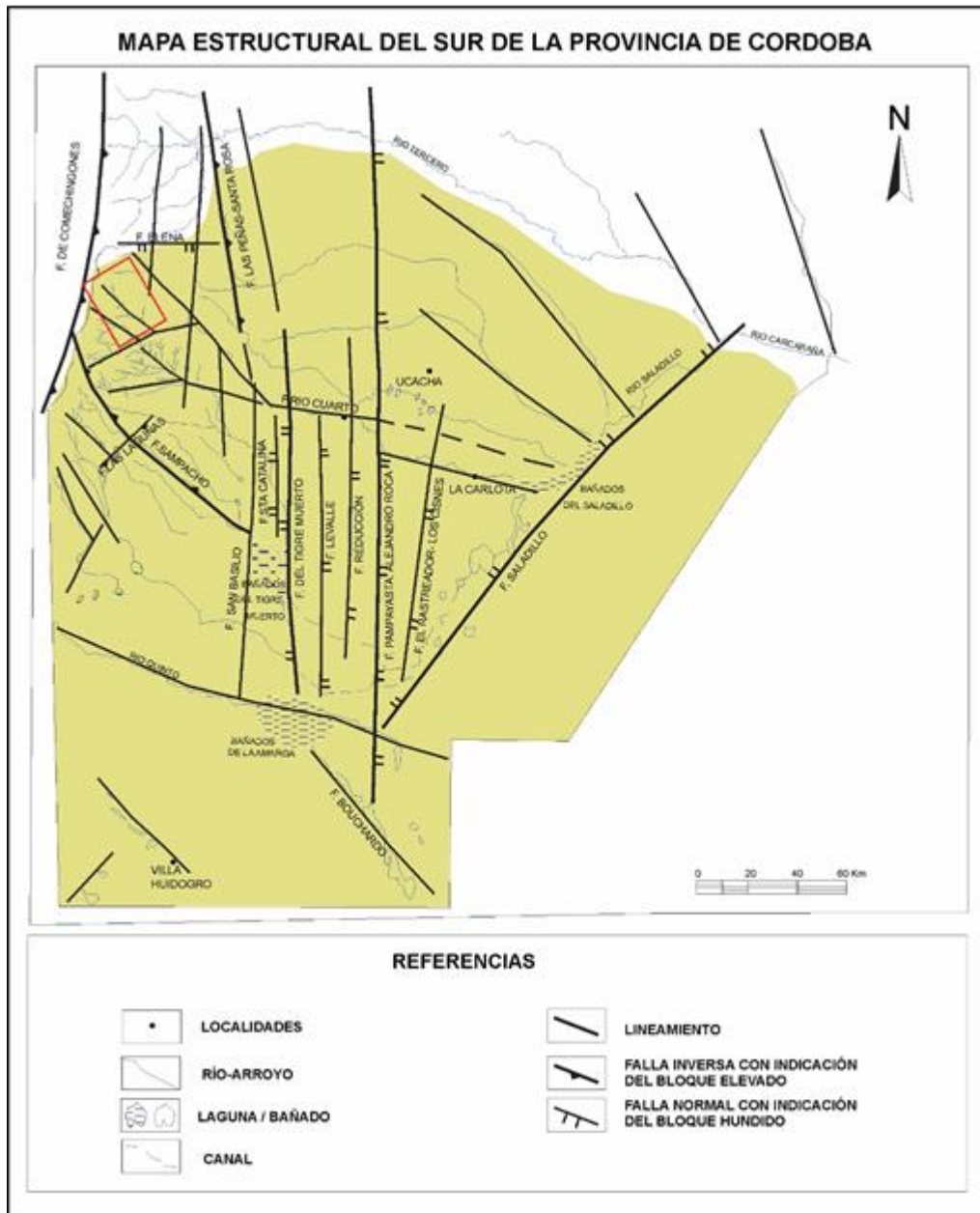


Figura II.6: Mapa estructural del Sur de la provincia de Córdoba. En rojo se señala en área de estudio. (Fuente: Degiovanni, 2008).

II.6.2.1 Fallas con probada actividad Cuaternaria

La región de estudio se encuentra bajo un régimen compresivo desde el Neógeno; con dos eventos de deformacionales importantes a los 2 Ma y a los 0.8 Ma (Martino *et al.*, 1995). Posteriormente, para el Holoceno medio y tardío son numerosos los estudios que demuestran la actividad neotectónica de varias estructuras dentro de las Sierras Pampeanas (Costa *et al.*, 2001, 2010; Sagripanti *et al.*, 1999, 2011, 2012, entre otros).

Particularmente el sistema de Falla de Comechingones se caracteriza por diferentes secciones de fallas inversas, con una inclinación que varía entre 45° E y 55° E (Costa *et al.*, 1992, 1994, 1999, 2001; Costa y Morla 1996; Costa y Vita Finzi 1996; Murillo 1996). Su trazo principal se presume localizado en la intersección de la ladera serrana con el piedemonte (Costa *et al.*, 1998, 1999). La expresión morfotectónica de esta estructura se reconoce desde la localidad de Nono-Las Rabonas (Córdoba) a lo largo de 160 km hasta la localidad de la Punilla (San Luis) al Sur. Este sistema de fallas tiene una probada actividad Cuaternaria, como lo son las fallas El Molino y La Esther.

La falla El Molino es considerada un brazo de la falla de Comechingones y posee un rumbo general NO-SE con un buzamiento al E-NE (25°-50°). Su traza se puede reconocer desde la localidad de Los Molles hasta aproximadamente la ciudad de Villa Dolores, con una longitud de 50 km (Costa *et al.*, 1992, 1994, 1999, 2001; Costa y Morla 1996; Costa y Vita Finzi 1996; Murillo 1996; Castaldi, 2013, Sagripanti *et al.*, 2014). Castaldi (2013) reconoce en cercanías a la villa de Merlo, en el arroyo El Molino, que las rocas que conforman el basamento están sobrecoyriendo materiales modernos, detrítico-coluviales de pie de escarpa, en donde el análisis paleosismológico ha permitido determinar un desplazamiento de inclinación de al menos 3 m. Esto permite suponer la ocurrencia de numerosos eventos paleosísmicos que, durante el Holoceno, habrían generado una ruptura unitaria superficial de aproximadamente 35 km (Castaldi, 2013; Sagripanti *et al.*, 2014).

La falla La Esther se encuentra a aproximadamente 6 km al sur de la localidad de Papagayos. Presenta un rumbo meridional paralelo-subparalelo al frente principal del Sistema de Falla de Comechingones y tiene una extensión aproximada de 5 km y una cinemática inversa. Ésta pone en contacto basamento de edad pre-Cámbrica - Cámbrica que se encuentran sobrecoyriendo sedimentos neógenos cuaternarios (Moreno 2015; Villalba *et al.*, 2017).

II.7 GEOMORFOLOGIA

A nivel regional, el área está caracterizada por dos provincias geomorfológicas bien diferenciadas, las Sierras Pampeanas y la Llanura Chacopampeana. Para la descripción de la geomorfología regional se ha utilizado como base al trabajo de Carignano *et al.*, (2014), en el cual se presenta un ordenamiento y redefinición de unidades geomorfológicas y un mapeo geomorfológico a nivel regional para la provincia de Córdoba (Fig.II.7).

Las Sierras Pampeanas están compuestas por bloques de basamento fallados y basculados hacia el Este, separados por valles estructurales. Presentan una morfología asimétrica con una ladera occidental corta y abrupta, y una oriental de mayor extensión areal y menor gradiente topográfico. La primera está caracterizada por una escarpa de falla originada por el fallamiento inverso que eleva las sierras y que representa al frente de levantamiento andino.

La sierra de Comechingones posee un rumbo NNE-SSO, y su ancho varía disminuyendo hacia el Sur (entre 35 y 6 km), al igual que su altitud, desde 2000 a 800 m s.n.m. En sentido Este-Oeste, esta sierra presenta la clásica asimetría de las Sas. Pampeanas, con máximas alturas en su borde occidental (Fig.II.8) y el descenso escalonado según megabloques en ambos sentidos. La escarpa de falla de Comechingones presenta una morfología variable debido a cambios en el rechazo de la misma, variaciones litológicas, presencia de escalonamientos por estructuras secundarias y grado de cobertura sedimentaria (Costa, 1996).

En las zonas cumbreles de estos bloques se encuentran restos de superficies de erosión (Fig.II.9) cuya posición queda evidenciada por la regular alineación en las cimas de cerros y lomas, distinguiéndose por su morfología característica de cuasi planicies. El origen y evolución de estas paleosuperficies ha sido estudiado por diversos autores, entre los que pueden citarse Beltramone (2007), Degiovanni *et al.*, (2003), Rabassa *et al.*, (1997), Rabassa (2010) y Degiovanni y Andreazzini (2013). Estas paleosuperficies, están parcialmente cubiertas por coluvios y sedimentos cuaternarios, especialmente preservados en antiguos valles labrados sobre las rocas del basamento (Kröhling y Carignano, 2014; Andreazzini *et al.*, 2017).

Por su parte, la Llanura Chaco-Pampeana está constituida por un mosaico de bloques basculados y diferencialmente ascendidos que definen sectores positivos y áreas deprimidas, que han condicionado las características de los ambientes de sedimentación a lo largo del tiempo (Carignano *et al.*, 2014).

Esta planicie, de pendiente general hacia el Este – Sudeste, está integrada por formas eólicas y, subordinadamente, fluviales y palustres. Presenta un relieve suave a

moderadamente ondulado, a excepción de la faja periserrana que es fuertemente ondulada (Carignano *et al.*, 2014).

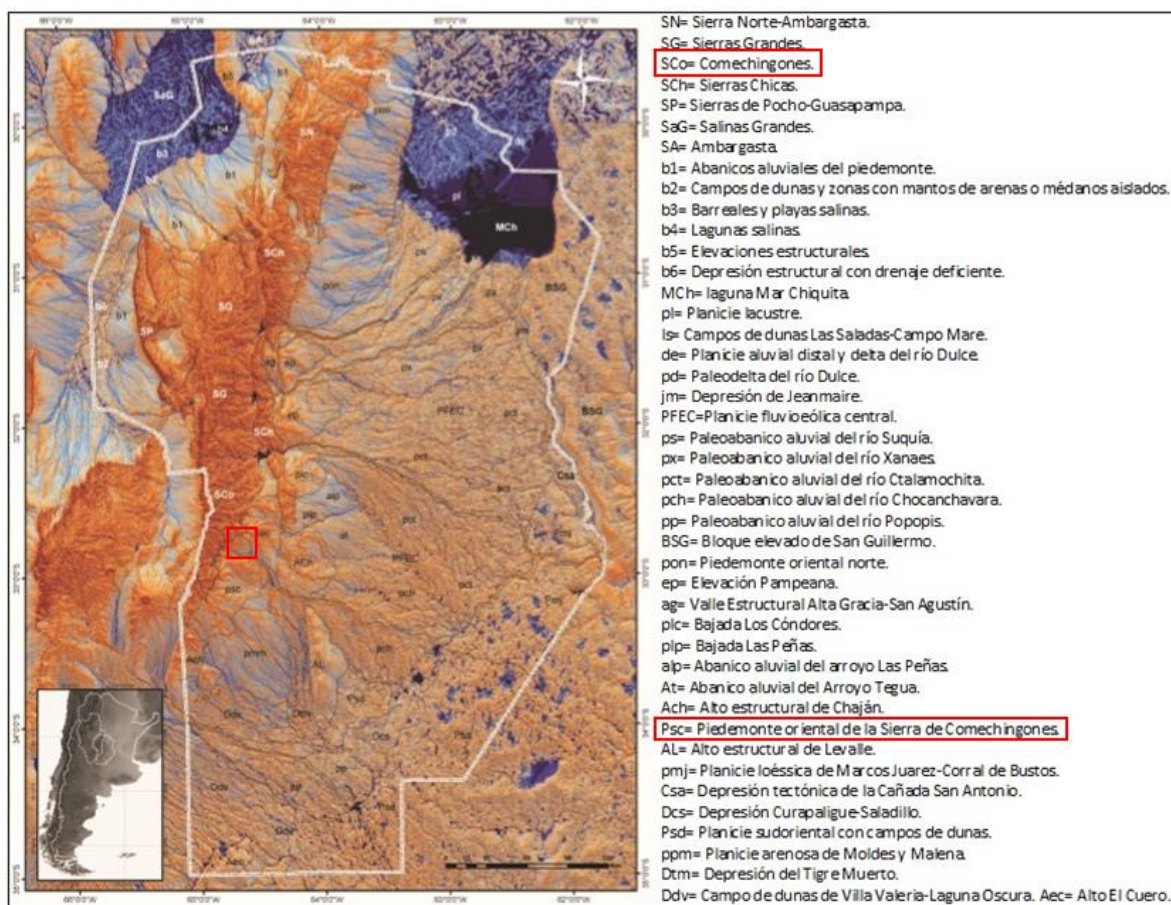


Figura II.7: Mapa geomorfológico de la provincia de Córdoba (Carignano *et al.*, 2014). En rojo se señala la zona de estudio y las unidades geomorfológicas comprendidas en ella.

La zona pedemontana reviste una mayor importancia ya que en ella queda comprendida la zona de estudio. Se trata de una faja de transición entre el ambiente serrano y la llanura, su límite occidental es irregular, presentando numerosos afloramientos aislados de basamento que se pierden por debajo de sedimentos aluviales y loessoides, en un paisaje de colinas suaves y lomas bajas (Fig.II.10) que hacia el Este se integra transicionalmente con la Llanura Pampeana (Carignano *et al.*, 2014).

Esta zona ha evolucionado como un complejo sistema que combina depósitos de abanicos aluviales y eólicos retrabajados por arroyadas mantiformes, que se interdigitan y superponen, avanzando uno sobre otro en función de la distancia al frente serrano y a las condiciones climáticas predominantes durante su formación (Carignano *et al.*, 2014).

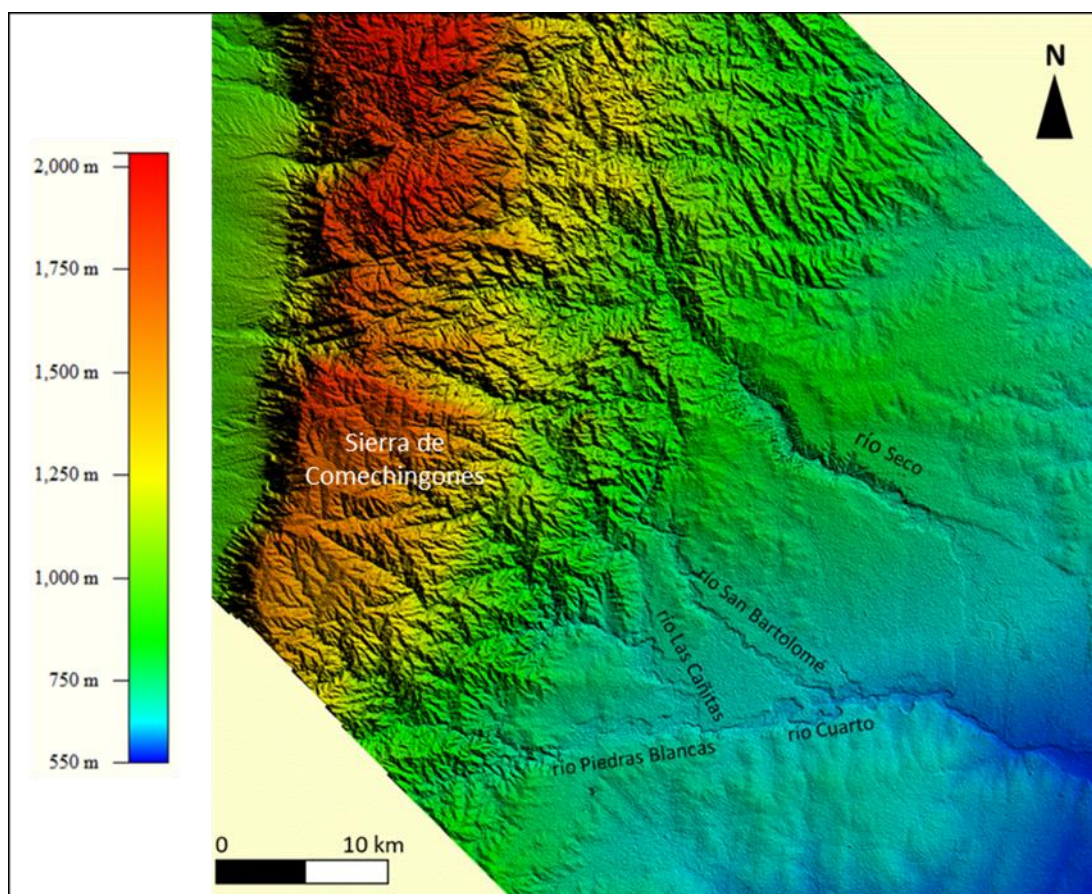


Figura II.8: Modelo digital de elevación del SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), de 30 m de resolución, del sector centro-sur de la sierra de Comechingones. Se pueden observar las mayores alturas en su ladera occidental, con una escarpa abrupta hacia el Oeste y de mayor extensión y menor gradiente hacia el Este.

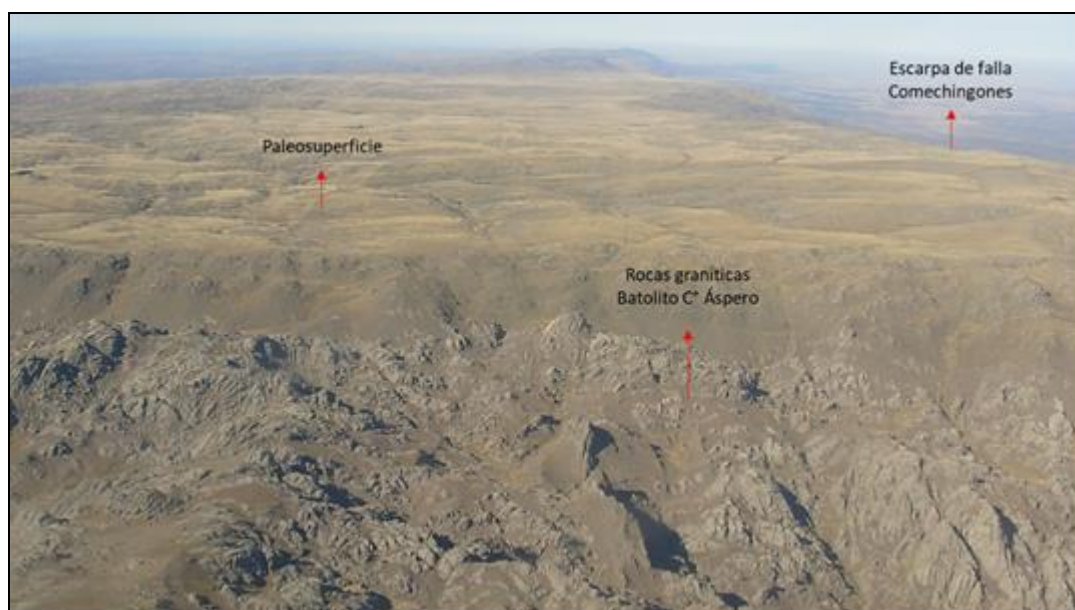


Figura II.9: Vista hacia el Sur de la sierra de Comechingones, donde se observa la escarpa de la falla de Comechingones, una paleosuperficie desarrollada sobre rocas metamórficas con cubierta loésica/loessoide y el contacto con las rocas graníticas del batolito Cerro Áspero.



Figura II.10: Vista desde el piedemonte oriental hacia la sierra de Comechingones. Fotografía tomada a la altura de la localidad de Las Tapias.

II.8 EVOLUCION GEOLOGICA Y GEOMORFOLOGICA

Las Sas. Pampeanas Orientales corresponden a un orógeno generado durante el Proterozoico, con una colisión cercana al límite Precámbrico-Cámbrico, que sería responsable del magmatismo y metamorfismo de esa edad (Ramos, 1988). Estas rocas metamórficas proterozoicas son intruidas por rocas granitoides entre los periodos Cámbrico inferior a Ordovícico de manera sin y post-tectónica. Ya para el Devónico-Carbonífero y bajo una tectónica compresiva dominante, se da la intrusión de cuerpos graníticos mayores como los batolitos Cerro Áspero y Achala.

Por su parte, la historia sedimentaria de la Llanura Chacopampeana, cuyo basamento ígneo-metamórfico se correlaciona con el aflorante en el ambiente serrano, comienza en el Paleozoico inferior y se extiende hasta la actualidad. A escala regional la sedimentación ocurrió en diferentes depocentros, asociados a una tectónica extensional.

Durante el Carbonífero – Pérmico, el régimen tectónico permaneció compresivo y según Chebli *et al.*, (1999) los sedimentos neopaleozoicos, marinos y continentales con influencia glaciaria, yacen discordantes sobre las secuencias devónicas y silúricas así como también sobre el basamento cristalino.

En el Pérmico superior – Triásico inferior se produce un cambio en el campo de esfuerzos siendo nuevamente extensional. Esto da origen a los rift triásicos, generados a partir de antiguas zonas de debilidad del basamento. El régimen distensivo de finales del ciclo orogénico Gondwánico continúa en el ciclo orogénico Patagonídico (Ramos,

1999), durante el Jurásico superior – Cretácico inferior. El estilo estructural en este momento consistió de bloques de basamento con ejes longitudinales de orientación meridiana, limitado por fallas normales, y separados por depresiones que originaron cubetas sedimentarias. A partir de datos provenientes del estudio de paleopaisajes relícticos en áreas cratónicas como lo son las pampas de altura en las Sierras Pampeanas, se estima que a fines del Mesozoico superior el clima dominante para la región central de la República Argentina era tropical a tropical subhúmedo (Rabassa *et al.*, 1997).

Hacia fines del Paleógeno (Eoceno – Mioceno inferior) se produce una fuerte regresión marina y se depositan discordantemente sedimentos continentales que representan una secuencia de llanura aluvial representados por la Formación Chaco (Russo *et al.*, 1979).

En el subciclo Neógeno dentro del ciclo ándico (Ramos, 1999), se produce una inversión tectónica, pasando de un régimen distensivo a compresivo. Durante el Mioceno-Plioceno se genera la segmentación de los Andes, lo que resulta en la inversión tectónica de las zonas de sutura eopaleozoicas y las fallas normales paleozoico-mesozoicas, transformándose en fallas inversas de alto ángulo con plano buzante al Este. Esto implica una nueva reactivación y levantamiento de las Sierras Pampeanas en respuesta a la horizontalización de la placa de Nazca entre los 28° y 33°S que queda evidenciada por un menor engrosamiento cortical y acortamiento de los orógenos (Jordan y Allmendinger, 1986).

Durante el Mioceno se produce una nueva ingresión marina, de aguas someras y cálidas que se corresponden con la formación Paraná (Yrigoyen, 1969). Para el mismo momento en el Oeste de la provincia de Córdoba la sedimentación dominante era continental y queda representada en la formación Tigre Muerto (Blarasin *et al.*, 2000b).

En el límite Terciario (Neógeno)-Cuaternario se depositaron importantes secuencias fluviales representadas por la formación Alpa Corral (Cantú, 1992), que hacia el Este gradan a arenas finas correspondiente a la Formación Puelches (Doering, 1882; Santa Cruz, 1972 a y b). Estas secuencias se correlacionan con regímenes de mayor energía vinculadas al último movimiento ándico y con persistencia de condiciones húmedas.

Durante el Pleistoceno medio a superior se depositó la Formación Pampiano (Cantú, 1992) que incluye secuencias fluviales y eólicas fuertemente cementadas con carbonatos, vulgarmente llamadas toscas. Los cambios en las facies de esta formación indican que las condiciones se fueron tornando cada vez más áridas como para permitir la cementación carbonática en los materiales.

En el Pleistoceno superior el clima se tornó más húmedo y ocasionó la depositación de secuencias fluviales de moderada a alta energía, localmente lagunares, correspondientes a la Formación Chocancharava (Cantú, 1992). Este proceso contribuyó a la generación de una superficie erosiva a nivel regional y en lo que refiere a la red de drenaje, ésta era de gran envergadura y presentaba una configuración distinta a la actual. Los ríos Cuarto y Quinto muestran paleocanales que llegan hasta el Sur de Santa Fe (Iriondo, 1987; Cantú y Degiovanni, 1984), indicando que el alto de Laboulaye – Viamonte no actuaba como tal. Mientras tanto en los interfluvios se generaron suelos bien desarrollados a los que Cantú (1992) denominó Geosuelo Estancia El Cerrito.

Hacia el límite Pleistoceno – Holoceno y en coincidencia con el Último Máximo Glacial, se instaló en la llanura un ambiente muy árido que ocasionó la depositación de un importante manto loésico, de extensión regional, denominado Formación La Invernada (Cantú, 1992). En este momento los sistemas fluviales menores se obliteraron y el río Cuarto desarrolló abanicos de derrames cuyos ápices se situaban donde actualmente se sitúa la cuenca media, con un sistema de paleocanales que se agruparon en la Formación Río Cuarto (Blarasin *et al.*, 2000a). En este periodo también se sitúa un evento tectónico importante ya que durante la reinstalación de los cursos, se observan desmembramientos y desconexiones del área serrana, así como también la identificación de estratos pleistocenos dislocados y desplazados en la escarpa de la falla Las Lagunas (Degiovanni y Cantú, 1997). Las secuencias fluviales son de mediana a baja energía y granodecrescentes e integran la Formación Arroyo Las Lajas (Cantú, 1992).

Durante el Holoceno temprano y medio se dan condiciones ambientales más húmedas coincidentes con el *Optimum Climaticum*, que favorecen la reinstalación de las redes de drenaje, de ambientes leníticos y el desarrollo de suelo en los interfluvios, denominado Geosuelo Las Tapias por Cantú (1992).

En el Holoceno superior, las condiciones climáticas secas y semiáridas, favorecen la depositación de secuencias limo-arenosas muy finas, denominadas por Cantú (1992) como Formación Laguna Oscura, caracterizada por una morfología de dunas longitudinales actualmente disipadas y discontinuas. Este período seco se extendió entre los 3500 a 1400 años AP (Iriondo, 1999), instalándose con posterioridad las condiciones climáticas actuales, predominantemente húmedas. Este último ciclo fue interrumpido en tiempos históricos por condiciones más áridas, asociadas a un nuevo avance glacial, que se conoce como Pequeña Edad de Hielo (800-200 años AP, Iriondo, 1992), al que se le asigna el origen de las dunas parabólicas características de esta zona en los actuales sistemas lagunares.

En el Plioceno-Pleistoceno domina el régimen compresivo y continúa hasta la actualidad, evidenciado por las modificaciones en las redes de drenaje y la presencia de unidades antiguas en los bloques elevados por encima de unidades modernas.

II.9 HIDROLOGIA REGIONAL

Degiovanni y Blarasin (2005) reconocen al Sur de la provincia de Córdoba dos grandes ambientes hidrológicos conectados entre sí: I) la región serrana, pedemontana y llanuras intermedias, caracterizada por tener redes de drenaje organizadas, en general de carácter permanente y nivel freático medianamente profundo; y II) las áreas planas o deprimidas donde el drenaje es anárquico, el nivel freático se encuentra a poca profundidad o aflorando y es común la presencia de lagunas o bañados. Estos dos ambientes se integran conformando grandes cuencas en donde las depresiones mayores conforman el nivel de base regional.

El área de estudio forma parte de la subcuenca río Cuarto, dentro de la cuenca del río Saladillo (Fig.II.11). Esta última es la más importante de la región ya que es receptora de todos los sistemas de drenaje desarrollados entre los ríos Tercero y Quinto, integrándose a la cuenca del Plata a través del río Saladillo.

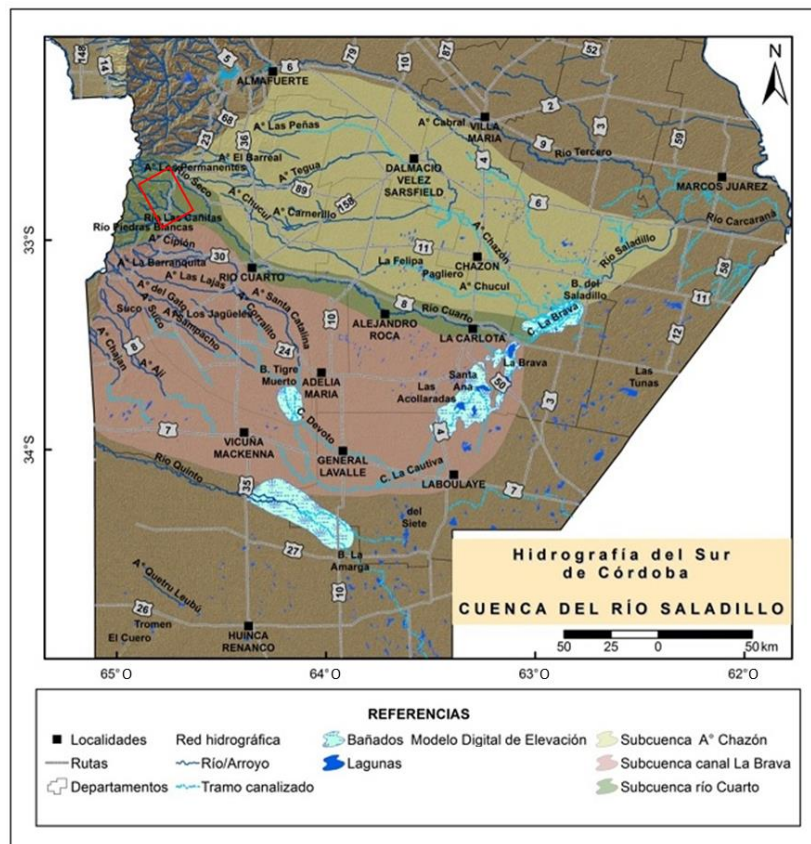


Figura II.11: Red de drenaje del Sur de Córdoba – Principales subcuencas que conforman la cuenca del río Saladillo. En rojo se señala el área de estudio. (Fuente: Doffo *et al.*, 2016).

La mayor parte de los sistemas fluviales de la región nacen en la sierra de Comechingones y, generalmente, en sus tramos medios reciben aporte freático por lo que adquieren un carácter permanente. Sin embargo, algunos cursos infiltran a la salida de la sierra aportando al sistema subterráneo, un ejemplo son los ríos Talita/Zarzamora-Las Barrancas-Río Seco, Las Cañitas y San Bartolomé (Blarasin *et al.*, 2002; Blarasin, 2003, Degiovanni, 2005).

Todos los sistemas fluviales tienen un régimen torrencial, debido a la alta intensidad de las precipitaciones dominantes en la región, las características geológicas de las cuencas altas, y el modo de ocupación del territorio en los distintos ambientes. En la región serrana, las rocas de muy baja permeabilidad, las altas pendientes y el deterioro de la cubierta vegetal (por sobrepastoreo, quemadas reiteradas, entre otros), provocan escurrimientos rápidos, concentración en cortos períodos de tiempo, generándose así crecidas muy importantes, con un notorio incremento de la carga sólida en las últimas décadas (Blarasin *et al.*, 2002; Blarasin, 2003, Degiovanni, 2005).

La mayor parte de los cursos de agua derraman en las llanuras deprimidas del centro-Este de la provincia, que también constituyen áreas de descarga del flujo subterráneo además de ser importantes colectoras de lluvias locales.

II.9.1 ASPECTOS MORFOLOGICOS Y MORFODINAMICOS DEL RIO CUARTO

La cuenca alta del río Cuarto, al igual que la de los cursos que nacen en la sierra de Comechingones, presenta una red de drenaje de alta densidad, fuertemente controlada por la litología y las estructuras. Los afluentes del río Cuarto, que drenan bloques serranos, presentan un alto grado de disección vertical y circulan por angostos valles labrados sobre basamento cristalino, a excepción de algunos tributarios de bajo orden que colectan las aguas de las paleosuperficies relícticas en los que predomina una cubierta cuaternaria. En los tramos serranos son comunes los quiebres en el perfil longitudinal, que se manifiestan como saltos y cascadas de distinta magnitud, y el incremento de cursos de primer orden (Degiovanni y Blarasin, 2005).

La cuenca media del río Cuarto se desarrolla sobre secuencias cuaternarias predominantemente finas de origen eólico o aluvial, de alta susceptibilidad a la erosión excepto algunos niveles más resistentes como la Formación Pampiano, paleosuelos o secuencias palustres del Pleistoceno superior-Holoceno, que constituyen el lecho en algunos tramos, al igual que sucede en la mayoría de los cursos de agua de la región.

En este sector, el río Cuarto presenta un diseño meándrico, al cual se le sobreimpone un diseño entrelazado, con valores de sinuosidad que varían entre 1,15 hasta 1,26 (Pagliero, 1999). Además, ha desarrollado una faja fluvial cuyo ancho varía entre 500 y 7000 m, en la que se pueden reconocer tres niveles de terrazas mayores,

una llanura de inundación de moderada extensión y un canal de 100 m de ancho promedio, con una pendiente del orden del 0,37 % (Degiovanni *et al.*, 2000, Degiovanni *et al.*, 2005; Carignano *et al.*, 2014).

En cuenca baja el río Cuarto posee una sección transversal reducida, presenta un cauce meandriforme con dirección general al Este, donde ha sido canalizado hacia los Bañados del Saladillo. A partir de aquí, continúa hacia el Noreste, con la denominación de río Saladillo, hasta confluir con el río Tercero o Ctalamochita y formar el río Carcarañá. En este tramo el valle fluvial tiene entre 2 y 5 km de ancho y profundidades cercanas a los 10 m (Degiovanni *et al.*, 2005).

II.10 INTERVENCIONES ANTROPICAS EN LA CUENCA DEL CUARTO

El río Cuarto exhibe numerosas intervenciones, especialmente en su cuenca media e inferior, que han sido realizadas a través del tiempo, incluyéndose minería de cauce, rectificaciones, canalizaciones, trasvases y construcción de azudes, entre las principales. Con el objetivo de analizar cómo estas actividades antrópicas pueden afectar el funcionamiento del mismo en cuenca alta, se han tomado como base los trabajos de Doffo *et al.*, (2016) y Degiovanni *et al.*, (2013) para su caracterización.

En algunos tramos de la cuenca media se han realizado rectificaciones con finalidad de proteger diversa infraestructura, con ello se genera mayor pendiente y se favorece una rápida evacuación del flujo, evitando la elevación de la altura de agua en las curvas y una mayor posibilidad de erosión y desbordes.

En el tramo comprendido entre Río Seco y Alejandro, se lleva a cabo minería de áridos, tanto del cauce como de las terrazas del río, los cuales son reconocidos por su calidad en la región centro del país.

Por otra parte, con el objetivo de dar estabilidad de los puentes Carretero y Ferroviario de la ciudad de Río Cuarto, se han construido dos azudes inmediatamente aguas abajo de estos puentes, funcionando como trampas de arena, implicando así modificaciones locales del gradiente y ajustes en el perfil longitudinal.

A partir de la década del 50, y coincidente con la creciente expansión de la frontera agrícola registrada desde mediados siglo XX, comenzaron a realizarse obras de canalización, las cuales se incrementaron notoriamente en los últimos 20 años. Una de las primeras fue la conducción del tramo inferior del río Cuarto hacia el interior de los Bañados del Saladillo. En la década del 90 se construyó el primer tramo del canal La Brava, el cual alcanzó la longitud y profundidad actual en el año 2001, fecha en la que además se canalizó el río Saladillo, que adquiere un carácter permanente e incrementa notoriamente su caudal. Por su parte, el río Cuarto a fines de la década del 90 se

conectaba al canal La Brava, y con posterioridad al 2001 es conducido en forma independiente a través del sistema de grandes lagunas hasta su confluencia con el canal La Brava a la salida de los bañados.

Además, se han construido, y de manera creciente, canales menores para drenar agua tanto superficial como subterránea y conducirlos hacia canales mayores. Estas obras son realizadas en su mayoría por propietarios rurales con el objetivo de drenar el agua de sus campos.

La mayoría de los cursos de la región también han sufrido algunas de estas intervenciones (especialmente trasvases y canalizaciones).

Para llegar a un nuevo equilibrio, los sistemas fluviales deben ajustarse a las nuevas condiciones, por lo que todas estas alteraciones traen consecuencias como desbordes, erosión lateral e incisión. La magnitud y distribución espacio - temporal de los procesos de incisión se vincula fundamentalmente a incremento de caudal y secundariamente a alteraciones del perfil longitudinal. Las intervenciones en los interfluvios y, especialmente canalizaciones y trasvases, han incrementado el gradiente del perfil longitudinal y disparado ondas de erosión retrocedente. La reactivación de los sistemas fluviales implicó aumento del área drenada (entre 20-60%), de longitud de cursos (hasta 80% en algunas cuencas), velocidad media y caudales líquidos y sólidos, especialmente la carga en suspensión, lo que se tradujo en ajustes del diseño en planta, pendiente, aparición de terrazas muy nuevas (de erosión episódica) y colmatación de las áreas de descarga.

CAPITULO III
MARCO LOCAL

III. MARCO LOCAL

III.1 CARACTERIZACION CLIMATICA

III.1.1 Obtención de los datos

Las características climáticas de la zona de estudio serán abordadas utilizando datos locales. Para ello, se analizaron cuatro series de lluvias, dos ubicadas en el sector serrano (estaciones Comechingones y La Cumbre) y dos en el pedemontano (estaciones Las Tapias y Los Chañares) (Fig.III.1).

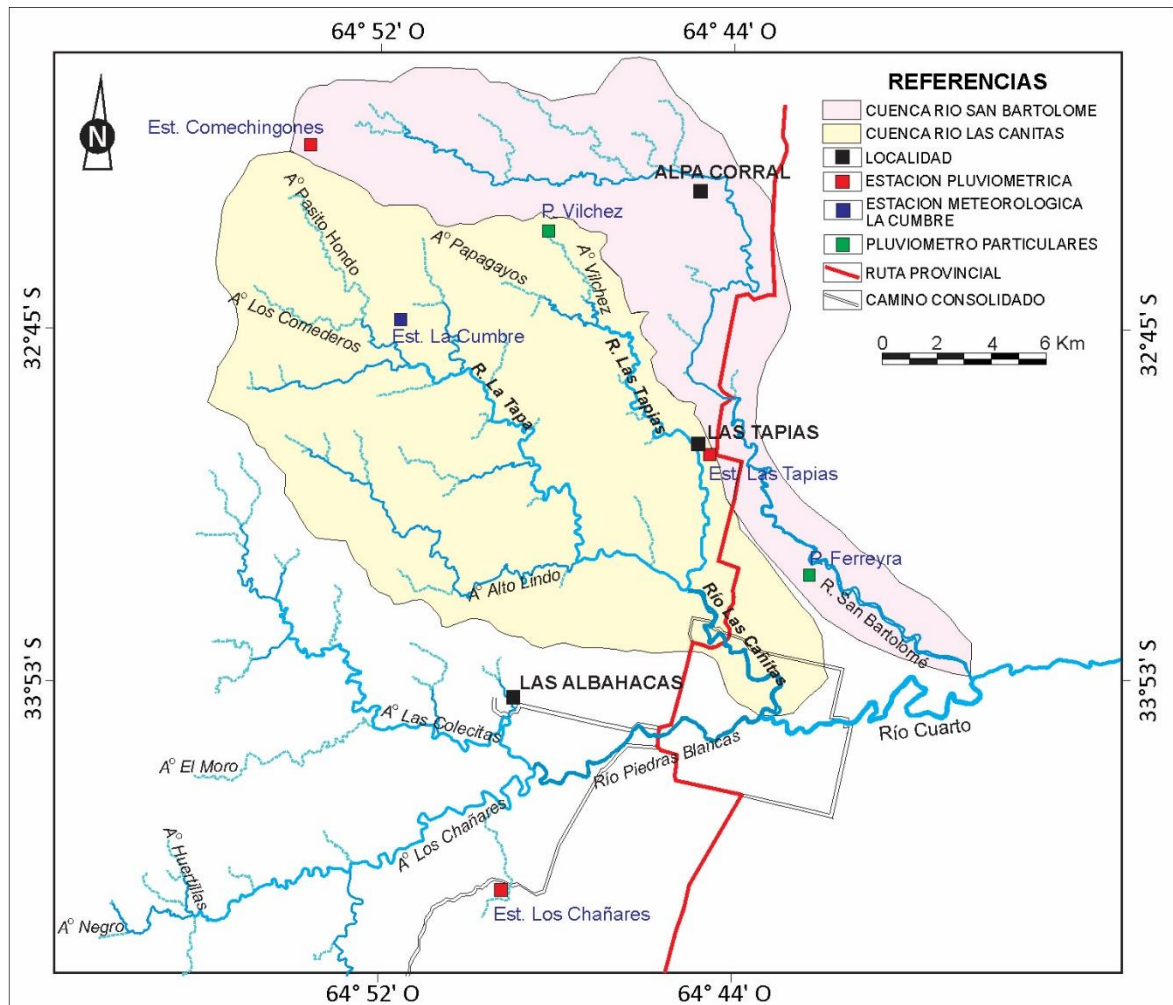


Figura III.1: Ubicación de las estaciones pluviométricas y meteorológicas. Modificado de Andreazzini (2015).

Los registros pertenecientes a la estación meteorológica Comechingones, corresponde a los periodos 1985-1991 y 1994-1998, información obtenida de González (2002). Por su parte, la serie La Cumbre es muy reciente (desde septiembre de 2011 a la actualidad), y pertenece al registro de una estación meteorológica automática instalada por el Dpto. de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto en la cuenca alta del río Las Cañitas. Esta última registra datos de temperatura, humedad relativa, velocidad del viento y precipitaciones, a intervalos de 15 minutos.

La estación Las Tapias, ubicada en proximidades del área de estudio, corresponde a un pluviómetro a cargo de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SSRH). Abarca el período 1938-1964, faltando los años 1952 a 1954, además de algunos meses en otros años (Agua y Energía Eléctrica, 1967). Dicha estación fue reactivada en junio de 1993, contando con datos de lluvias hasta el presente (web de la SSRH).

La estación Los Chañares cuenta con registros de particulares. Está localizada aproximadamente a 17.5 km al SO de la estación Las Tapias, es un pluviómetro y cuenta con datos desde 1941 al 2005.

Además de las estaciones pluviométricas y meteorológicas con las que cuenta el área, también se obtuvieron datos de puestos de particulares, como lo son el puesto Ferreyra, ubicado dentro de la zona de estudio, y el puesto Vílchez en la zona serrana en la cuenca Las Cañitas.

III.1.2 Tratamiento de datos

La serie Las Tapias presenta discontinuidades importantes en su registro, por lo que Andreazzini (2015) realizó el contraste de estaciones con la estación Los Chañares y relleno los datos faltantes de la serie Las Tapias.

A partir de ello, esta autora construyó la curva cronológica anual de precipitaciones para la serie Las Tapias-Los Chañares (período 1939-2014) y en el presente trabajo se actualizó la información hasta el año 2016.

III.1.3 Resultados

III.1.3.1 Análisis de precipitaciones

El registro pluviométrico de la estación Comechingones, muestra totales medios anuales de 1184 mm para el período 1985-1991 y de 898 mm para 1994-1998 (González, 2002). En la Figura III.2 se puede observar que las mayores precipitaciones se concentran entre los meses de noviembre y abril y los menores registros se dan en los meses de junio y julio.

En la Tabla III.1 se presentan los datos de distribución de las lluvias para los dos periodos disponibles, mostrando que, a pesar de que los valores medios anuales difieren en aproximadamente 300 mm entre ambos periodos, igualmente cerca del 80% de las lluvias se concentra en primavera-verano y el 20% restante en otoño-invierno.

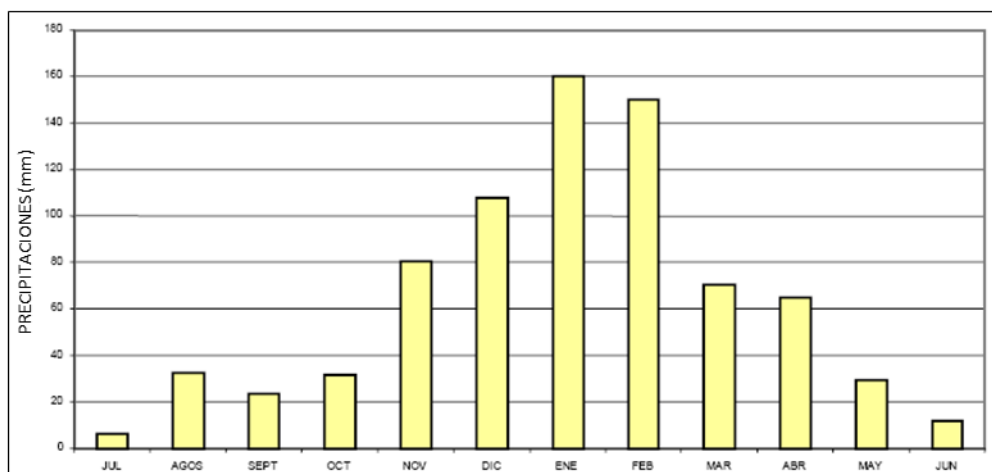


Figura III.2: Distribución mensual de las precipitaciones en la estación Comechingones, período 1994-1998. Fuente: González (2002).

SERIE	Pp.m.a.(mm)	Pp.Prim-Ver (mm) (%)	Pp.m.m.(mm)	Pp.Inv-Oton (mm) (%)	Pp.m.m.(mm)
1985-1991	1184	939 (79)	156,5	245 (21)	40.8
1994-1998	898	713.1 (78)	118.8	204.7 (22)	34.1
Promedio ponderado	1089.2	855 (78.6)	142	234.2 (21.4)	39.02

Tabla III.1: Precipitaciones registradas en la estación Comechingones (tomado de González, 2002). Pp.m.a.(mm) = precipitación media anual en mm; Pp. Prim-Ver (mm)(%) = precipitaciones en primavera-verano en mm y en %; Pp.m.m. (mm) = precipitación media mensual en mm; Pp. Inv-Otoñ (mm) = precipitaciones en invierno-otoño en mm; Pp.m.m. (mm) = precipitación media mensual en mm.

Para la estación puesto Vílchez, los datos arrojan precipitaciones de 1067 mm para el año 2008, 701 mm para el 2009 y 715 mm para el 2010, y los tres primeros meses del 2011 sumaron 238 mm, siendo los meses de noviembre-marzo los que concentran las mayores precipitaciones.

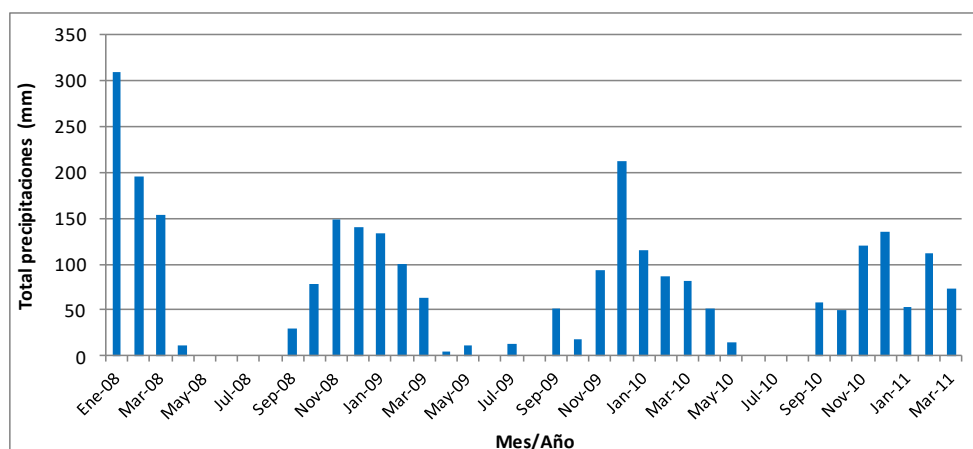


Figura III.3: Total mensual de precipitaciones en puesto Vílchez para el periodo enero/2008- marzo/2011. Fuente: Andreazzini (2015).

Por su parte, la estación La Cumbre abarca el intervalo desde septiembre/2011 a junio/2016, donde los totales anuales son de 826, 673.8, 919.7 y 681.3 mm para los años 2012, 2013, 2014 y 2015, respectivamente, y los seis primeros meses del 2016 suman 314 mm. Se ha calculado la distribución media mensual de las precipitaciones donde es posible observar que las lluvias más importantes se concentran de septiembre a abril (Fig. III.4). Cabe aclarar que el mes de febrero arroja un valor atípico de precipitaciones debido a que en el año 2014 se registraron más de 350 mm, lo que genera un aumento en el valor promedio de este mes.

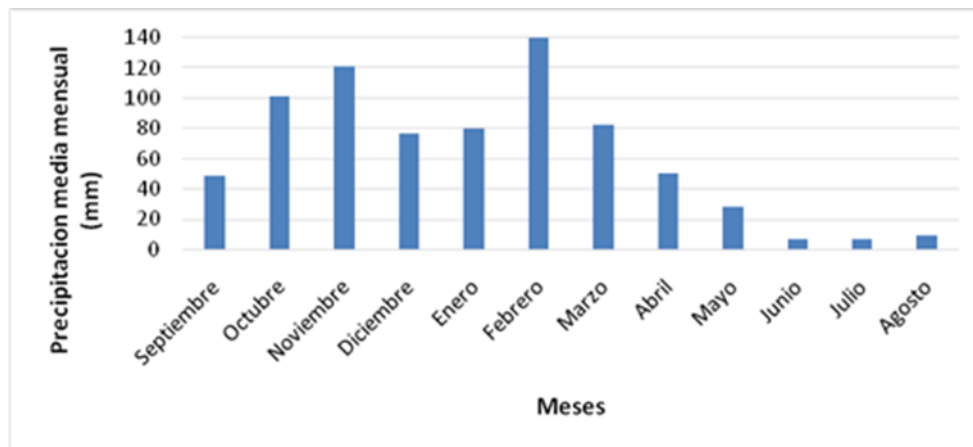


Figura III.4: Distribución mensual de las precipitaciones en la estación La Cumbre, período septiembre/2011-junio/2016. Actualizado de Andreazzini (2015).

Para el sector pedemontano (Fig. III.5), el registro disponible muestra para el año 2008 un total de 628 mm, para el 2009 de 489 mm y para los cuatro primeros meses del 2010, de 300 mm.

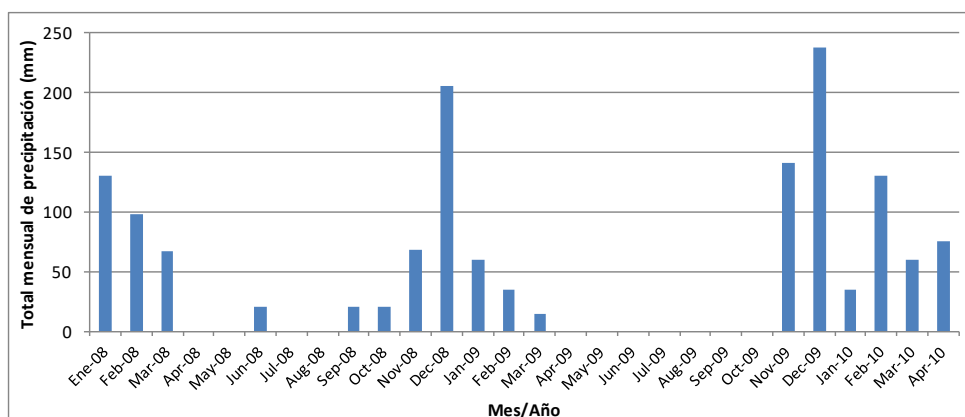


Figura III.5: Total mensual de precipitaciones en puesto Ferreyra, período enero/2008-abril/2010. Extraído de Andreazzini (2015).

Los registros correspondientes a la serie Las Tapias-Los Chañares se muestran en la curva cronológica anual de la Figura III.6. En esta se puede observar que la precipitación media anual para el intervalo 1939 – 2016 es de 914.2 mm, con máximos en 1999 de 1348.3 mm (serie Las Tapias) y mínimos de 582 mm (serie Los Chañares)

en 1970. Además, es posible reconocer que durante los primeros años hay una alternancia entre períodos secos y húmedos y que a partir de 1972 comienza una tendencia creciente en las precipitaciones que en la mayor parte de los casos supera el valor medio.

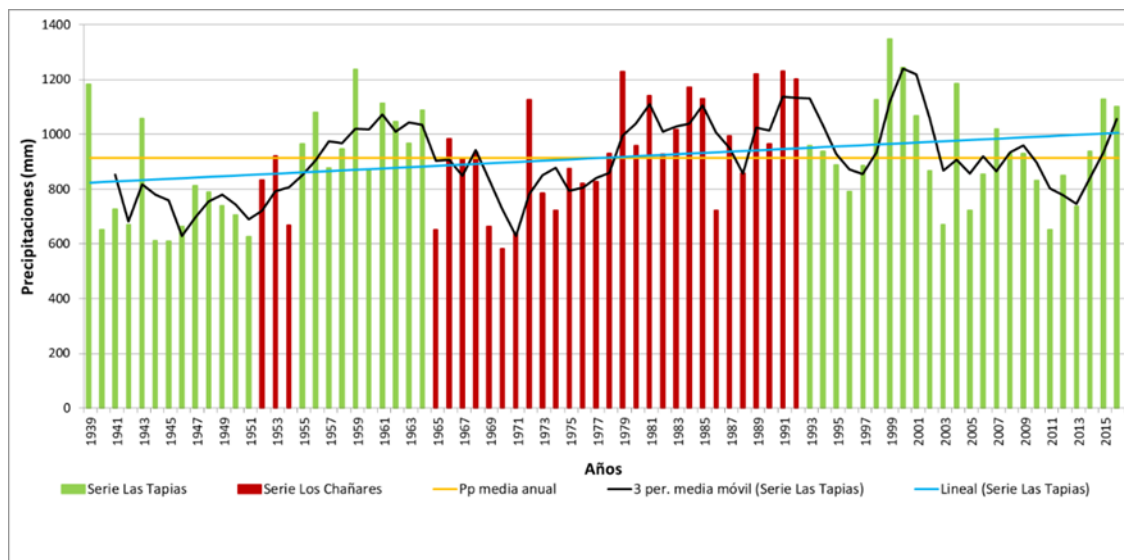


Figura III.6: Curva cronológica anual de precipitaciones para la serie Las Tapias – Los Chañares, periodo 1939 - 2016. Actualizado de Andreazzini (2015).

Observando la media móvil, calculada cada cuatro años, se pudo determinar una alternancia de ciclos secos y húmedos, Andreazzini (2015) identificó cinco ciclos, en donde el primero corresponde a un ciclo seco que abarca los años 1939-1955, cuya precipitación media anual es de 777.9 mm, y en la cual en los años 1939, 1943, 1953 y 1955 se supera la media anual de la serie. El segundo ciclo corresponde a los años 1956-1964, la media anual es de 1025 mm siendo así un ciclo húmedo, destacándose el año 1959 donde las precipitaciones superaron los 1200 mm. Continúa entre los años 1965-1978 un ciclo seco, con 817.8 mm anuales, donde puntualmente en 1966 y 1972 se superó la media anual de la serie. El cuarto ciclo, desde 1979 a 2002, puede interpretarse como uno húmedo, aunque incluye un pequeño ciclo seco entre los años 1995-1997, con una media anual de 1036.4 mm. Por último, le sigue un ciclo seco entre los años 2003-2013 cuya media anual es de 851.8, en el que, a diferencia de los ciclos anteriores, la media móvil se aproxima a la media de la serie.

A partir de los datos de la serie Las Tapias – Los Chañares, se obtuvo la distribución media mensual de las precipitaciones, donde puede observarse que se concentran principalmente entre octubre y marzo, con un máximo en diciembre de 148.6 mm. Los meses de junio, julio y agosto presentan las medias mensuales más bajas con valores de 14.2, 13.7 y 14.5 mm, respectivamente (Fig. III.7).

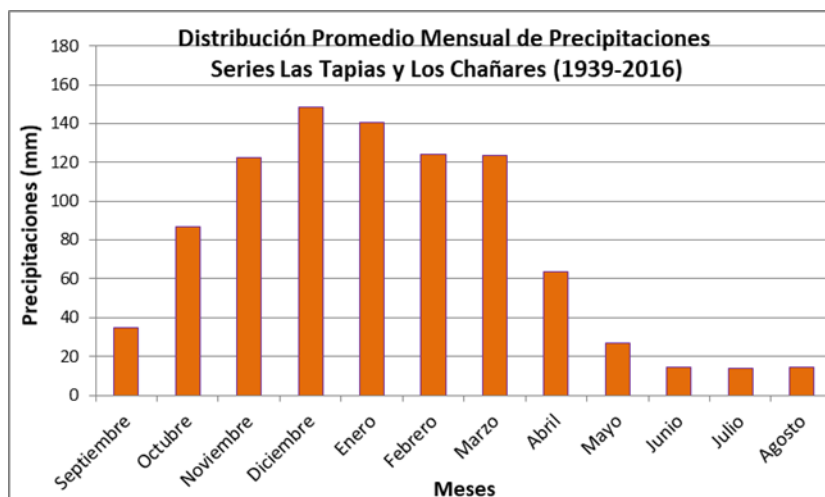


Figura III.7: Distribución promedio mensual de precipitaciones para la serie Las Tapias – Los Chañares. Actualizado de Andreazzini (2015).

Con el propósito de detectar variaciones temporales en la distribución de las precipitaciones medias mensuales, se efectuó el análisis considerando dos períodos, uno entre 1939-1971, en general más seco con un promedio de 842.9 mm anuales, y otro entre los años 1972-2016, más húmedo, cuyo promedio es de 966.52 mm anuales (Fig.III.8).

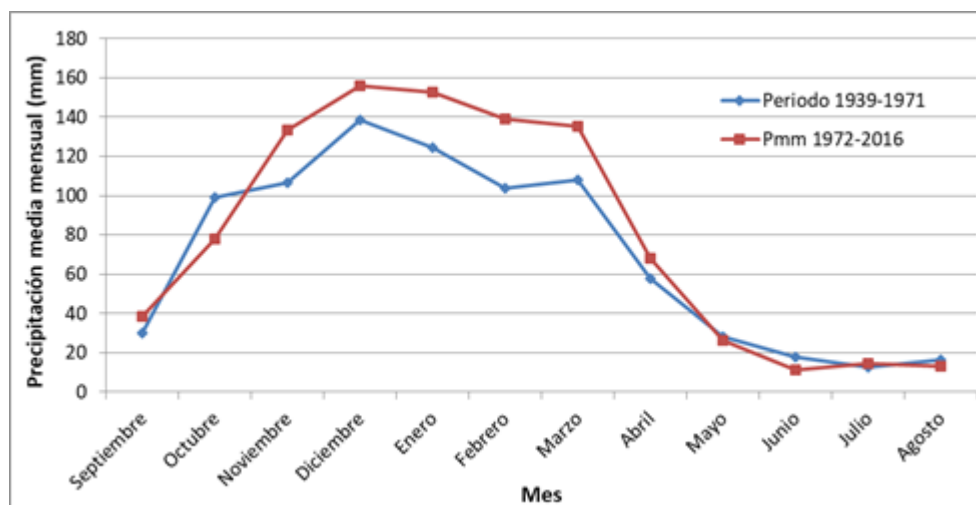


Figura III.8: Curva de distribución de las precipitaciones medias mensuales para los períodos 1939–1971 y 1972–2016. Modificado de Andreazzini (2015).

De esta manera, es posible observar un incremento en la media de las precipitaciones en los últimos años, salvo en el mes de octubre. En ambos casos la distribución de las lluvias sigue el mismo patrón, con picos en diciembre que decrecen en enero y febrero, y vuelven a aumentar en el mes de marzo. Se advierte además, un desplazamiento de las precipitaciones a lo largo del año, sobretudo en el último ciclo, donde se incrementan desde noviembre, cuando antes lo hacían desde octubre, y el mes de abril muestra un incremento en relación a los registros más antiguos. Sin

embargo, las estaciones de primavera – verano concentran el 81,6% de las precipitaciones (Andreazzini, 2015).

III.1.3.2 Temperaturas

Para la región serrana se han obtenido las temperaturas medias mensuales para el periodo 1994-1998 de la estación Comechingones (Fig.III.9), siendo la temperatura media anual de 12.7°C. Los meses más cálidos son diciembre y enero, con máxima absoluta de 31°C, y los meses más fríos junio y julio, con mínima absoluta de -10°C. Las heladas comienzan en mayo-junio y finalizan en agosto-septiembre (González, 2002).

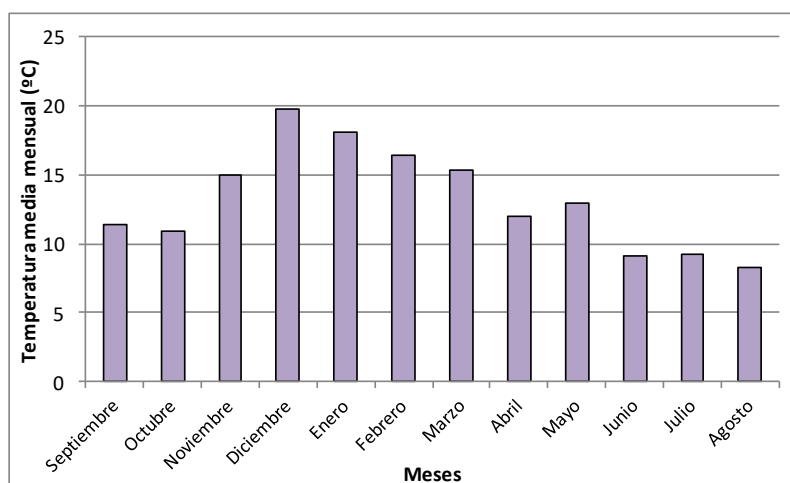


Figura III.9: Temperaturas medias mensuales. Estación Comechingones, periodo 1994-1998. (González, 2012).

Respecto al registro de la estación La Cumbre, en la Figura III.10 se muestran los valores medios mensuales para el período septiembre/11 – junio/16, pudiéndose observar que las menores temperaturas corresponden al mes de julio y las mayores al mes de enero, con una media anual de 12°C para ese período.

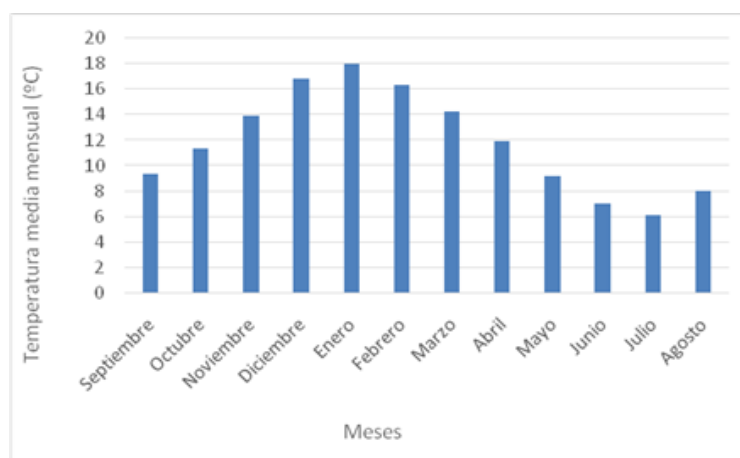


Figura III.10: Temperatura media mensual de la estación La Cumbre, periodo septiembre/2011 – junio/2016.

Además, se han analizado las temperaturas mínimas, medias y máximas mensuales para el mismo periodo, pudiéndose observar que las menores temperaturas mensuales fueron registradas en junio del último año de la serie, con 0.8°C y las mayores en enero del 2014 con un promedio de 23.9°C.

Se ha podido determinar que entre el 5 y 10% de los días de cada año analizado, tuvieron una temperatura media mínima por debajo de 0°C.

Además, en casi todos los inviernos se registran nevadas en la zona serrana, alcanzando mayor espesor de acumulación en las pampas de altura, donde el valor medio es del orden de 10-15 cm (Andreazzini, 2015).

Para la zona pedemontana, se cuenta con el registro de una estación meteorológica ubicada en Rodeo Viejo (660 m s.n.m.), a unos 15 km al SE de la localidad de Las Tapias. Esta mostró temperaturas medias anuales entre 13.4 y 15 °C para el período 2000-2007.

III.1.3.3 Vientos

Las velocidades del viento registradas en la estación La Cumbre mostraron una pequeña variación en sus valores medios mensuales (15.2 a 24.3 km/h), siendo diciembre-junio los meses que registran menores velocidades. Por su parte, los valores medios mensuales máximos, variaron entre 34.3 y 59.4 km/h. Las mayores velocidades registradas fueron en los meses de septiembre y octubre.

III.1.3.4 Análisis comparativo de datos de lluvia del sector serrano y pedemontano

En la Figura III.11 se muestran los datos de precipitación mensual de las estaciones La Cumbre (sector serrano) y Las Tapias (pedemonte) durante el periodo septiembre/2011 – junio/2016.

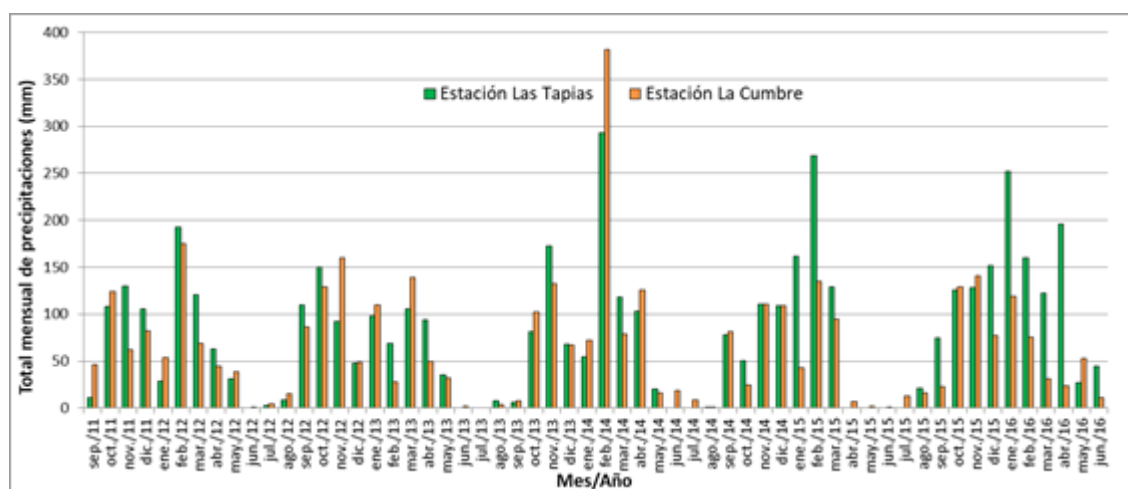


Figura III.11: Precipitaciones mensuales para las estaciones La Cumbre-Las Tapias. Periodo septiembre/2011 – junio/2016.

Con el registro obtenido hasta el momento no es posible definir una tendencia en la distribución espacial de las precipitaciones, ya que aproximadamente el 50% de los meses analizados presenta mayores totales mensuales en el sector serrano, mientras que la otra mitad en el piedemonte.

Las mayores diferencias de precipitaciones del piedemonte respecto del sector serrano, han sido registradas en enero/2015 con 119.2 mm, febrero/2015 con 34.2 mm, abril/2016 con 172 mm y enero/2016 con 132 mm, observándose así un aumento general en las lluvias del sector pedemontano en los últimos años.

En general, se muestra una tendencia a concentrar mayores precipitaciones en el piedemonte entre los meses de enero y abril, mientras que, en el sector serrano, entre mayo y agosto, aunque en este último las diferencias son mucho menores (entre 5 y 20 mm). Observando la media de esta serie de datos, se han registrado mayores precipitaciones en el sector pedemontano (81 mm) que en el serrano (61 mm).

Por otro lado, comparando los valores medios anuales de lluvias de la estación Comechingones (1184 mm para 1985-1991 y 898 mm para 1994-1998), con las precipitaciones medias anuales en el piedemonte (1016.6 mm para 1985-1991 y 925.2 mm para 1994-1998, serie Las Tapias-Los Chañares), se observa también la falta de una tendencia para estos registros más antiguos.

Esta distribución en las precipitaciones, que en algunos periodos muestra mayores valores en el sector pedemontano, puede ser explicado en parte por el efecto de barrera orográfica que ejerce la sierra de Comechingones para tormentas o frentes que provienen desde el Este-Sudeste.

Finalmente, respecto a las temperaturas del sector serrano registradas en las estaciones Comechingones (1994-1998) y La Cumbre (2011-2016), se ha observado que los valores máximos y mínimos son similares, manteniendo las mínimas temperaturas en los meses de junio-julio y las máximas en diciembre-enero. Comparando estos datos con los disponibles para el piedemonte (Rodeo Viejo), se puede observar que los valores obtenidos para el sector serrano son algo menores, en coincidencia con una disminución de la temperatura a mayores alturas.

III.2 CONTEXTO GEOLOGICO LOCAL

La cuenca del río San Bartolomé se desarrolla en el sector centro-sur de la sierra de Comechingones, y en el piedemonte oriental (Fig.III.12).

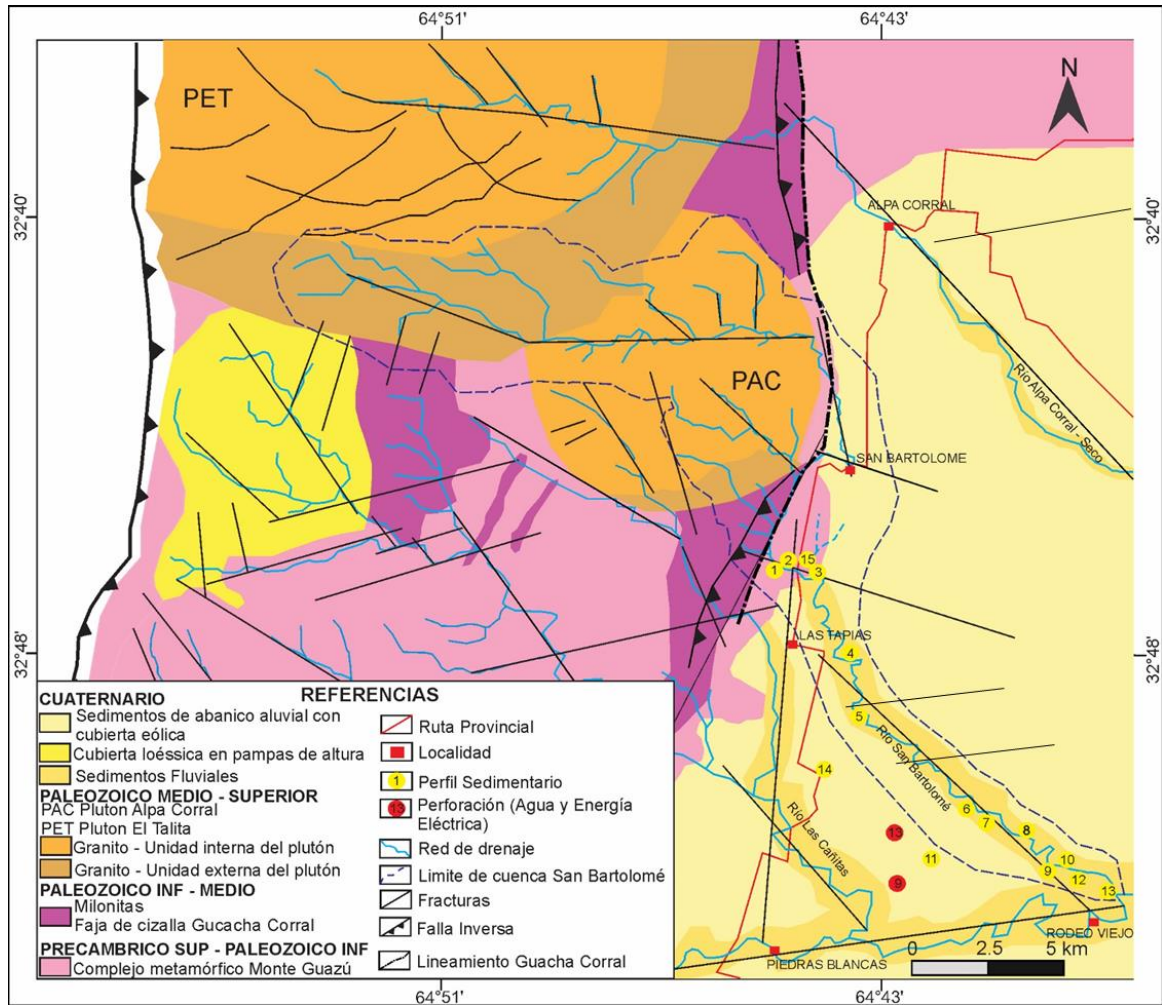


Figura III.12: Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Andreazzini (2015) y Pinotti (2006).

III.2.1 ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía de la cuenca básicamente consiste en basamento cristalino Precámbrico-Paleozoico inferior, correspondiente al ámbito serrano, y sedimentos de edad cuaternaria pertenecientes a la zona de piedemonte.

III.2.1.1 Basamento Cristalino Precámbrico Superior-Paleozoico Inferior

La zona está caracterizada por tres tipos de rocas bien diferenciadas (Fig. III.12), que corresponden al complejo metamórfico Monte Guazú, a la faja de cizalla Guacha Corral y las más significativas para el área de estudio, las graníticas que componen el batolito Cerro Áspero-Alpa Corral.

El complejo metamórfico Monte Guazú data del Cámbrico. Está compuesto principalmente por migmatitas con intercalaciones de cuerpos de anfibolitas, y en menor proporción afloran tabiques de gneises biotíticos y granatíferos, pequeños cuerpos de

ortogneises, metagabros, rocas ultrabásicas granitoides y pegmatoides (Fagiano *et al.*, 1997).

Las migmatitas muestran una estructura típica estromatítica, son de color gris claro a gris oscuro y tamaño de grano medio a grueso. Se componen de una sucesión de bandas distribuidas uniformemente, ocasionalmente con estructuras plegadas. Petrográficamente el leucosoma es de color blanco, grano grueso y está compuesto principalmente por cuarzo, plagioclasa y en menor cantidad feldespatos potásicos. El melanosoma tiene una potencia menor y está constituido por biotita, granate y sillimanita (Fagiano *et al.*, 2002).

Las anfibolitas conforman cuerpos tabulares de extensiones kilométricas y de considerable potencia. Están ubicadas principalmente sobre la traza de la faja de deformación donde son plegadas, rotadas y desmembradas. Son rocas de grano medio a fino, masivas, de color gris o verde si han sufrido procesos de epidotización en las proximidades del plutón granítico. Mineralógicamente se caracterizan por contener hornblenda, plagioclasa, dióxido, biotita, titanita, apatita y cuarzo. (Fagiano *et al.*, 2002).

Este basamento metamórfico, es afectado por una serie de eventos deformacionales que datan del Ordovícico temprano - pre-Devónico medio y que conforman una faja de deformación conocida como faja de cizalla Guacha Corral. Ésta se extiende desde el Sur del batolito de Achala hasta la zona más austral de la sierra de Comechingones, con una extensión de aproximadamente 120 km y una potencia variable en toda su longitud (Fagiano *et al.*, 2002).

Este evento de deformación dúctil afecta a todas las rocas que componen el basamento cristalino. La faja posee contactos graduales con el complejo migmatítico y está constituida desde afuera hacia adentro por estromatitas deformadas, protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. La matriz es de color oscuro a negro y de grano fino donde resaltan los porfiroclastos de minerales félsicos. A partir de indicadores cinemáticos se ha determinado un comportamiento inverso de la faja con movimiento tectónico hacia el Oeste (Fagiano *et al.*, 2002).

Posteriormente, en el Devónico superior, se emplaza el batolito Cerro Áspero, truncando la faja de deformación Guacha Corral (Pinotti, 1998). Éste está conformado por el plutón Alpa Corral, El Talita y Los Cerros, siendo los dos primeros los que quedan incluidos dentro del área de estudio. Para los fines de este trabajo, estas rocas graníticas son las más importantes ya que ocupan la mayor parte del área serrana de la cuenca y también constituyen la principal litología proveedora de sedimentos a la red de drenaje.

El plutón El Talita es el que posee las mayores dimensiones, con un área de 385 km². En éste se han distinguido tres unidades, una externa, una central y una cuspidal, siendo la central la que representa en más de un 50% a este cuerpo. La misma se compone de un granito biotítico porfírico de color rosado con importantes cantidades (15 - 30%) de fenocristales de feldespato potásico de hasta 14 cm de longitud. La unidad externa consiste en un cinturón circular de entre 6 a 8 km de ancho, ubicado entre la unidad central y la roca metamórfica hospedante. Está compuesto por un granito biotítico de color rosa pálido, en el cual la textura porfírica está ausente, característica que la diferencia de la unidad central, cuyo contacto es gradacional y se desarrolla en una distancia de entre 50 a 100 m. La unidad cuspidal se presenta como cuerpos discontinuos compuestos por un leucogranito inequigranular con características similares a la de la zona externa del plutón Alpa Corral (Pinotti *et al.*, 2002).

Por su parte, el plutón Alpa Corral es un cuerpo de forma semicircular de 50 km² y un diámetro de 8 km. Presenta una zonación concéntrica bien definida, caracterizada por una unidad interna, que representa el 93% de los afloramientos del plutón, y otra externa que conforma un anillo emplazado entre la unidad interna y la roca metamórfica encajante. La unidad interna consiste en un granito biotítico rosado, con textura porfídica de grano grueso. Posee fenocristales de microclino y gran cantidad de enclaves microgranulares máficos, principalmente de biotita, y minerales accesorios como apatita, circón, fluorita y epidota. En esta unidad, el tamaño de grano decrece y se vuelve más heterogéneo texturalmente cercano a los bordes del plutón, en una zona de hasta 10 m de ancho. La unidad externa aparece como cuerpos subhorizontales tabulares y rugosos, en la porción más alta del plutón, o como un anillo emplazado entre las rocas metamórficas y la unidad interna. Las estructuras subhorizontales están rellenas por diques aplíticos y pegmatíticos. Esta unidad está compuesta por un leucogranito inequigranular. El tamaño de grano es medio a grueso, con fenocristales de feldespato potásico en una matriz de minerales félsicos y biotita. Los minerales accesorios más frecuentes son circón y apatita (Pinotti *et al.*, 2002).

III.2.1.2 Depósitos Cuaternarios

Los depósitos cuaternarios de la cuenca afloran principalmente en la zona de piedemonte (Fig. III.12). Están representados por sedimentos aluviales y coluviales de granulometría variada representando, en general, importantes ciclos de agradación controlados por oscilaciones climáticas y eventos neotectónicos (Degiovanni, 2008, entre otros). Además, se encuentran materiales eólicos que en parte fueron retransportados por flujos hiperconcentrados encauzados y no encauzados, o por

arroyada difusa. La red de drenaje actual está incidiendo toda la secuencia anteriormente mencionada.

Andreazzini (2015) encuentra en las pampas de altura cercanas (Cca. río Las Cañitas) sedimentos cuaternarios relicticos que probablemente hayan ocupado grandes extensiones durante el Cuaternario. En estos sectores, las rocas metamórficas están cubiertas por materiales de origen eólico (loésicos) de moderado a reducido espesor (4-5 m como máximo), los cuales en varios sitios se preservan en posición original, y no muestran evidencias de haber sufrido retransporte.

Por otra parte, sedimentos de esta edad conforman el relleno de los valles serranos, fundamentalmente de tipo coluviales, en general de limitado espesor, y representan eventos de variada energía. Subordinadamente se reconocen secuencias aluviales.

A continuación se presenta la descripción de 15 perfiles sedimentarios (Figs. III.13 a III.28) y datos obtenidos de perforaciones realizadas para el proyecto presa Tincunaco (Agua y Energía Eléctrica de la Nación, año 1967).

PERFIL N° 1

Localización: Margen derecha del río San Bartolomé, 60 m aguas arriba del puente ubicado en la RP n°23 (32°47'24.17"S – 64°45'4.23"O).

Descripción: En la base se observa el basamento metamórfico, y por encima, mediante contacto erosivo, un cuerpo de aproximadamente 1.8 m de espesor, masivo, compuesto por materiales limo-arenosos muy finos, con presencia de gravillas dispersas de hasta 2 cm. Presenta importante bioturbación y en su parte superior (20 cm) muestra mayor contenido de materia orgánica.

Interpretación: Este paquete, dispuesto sobre basamento cristalino, se interpreta como un depósito producto de flujos hiperconcentrados mantiformes, los cuales fueron generados a partir de la removilización de materiales loésicos/loessoides disponibles, ya descritos por otros autores para el área serrana (Andreazzini *et al.*, 2013, 2017), en donde los clastos más gruesos provendrían del mismo basamento cristalino. La parte superior del perfil se interpreta como un suelo de pobre desarrollo.



Figura III.13: Perfil sedimentario N°1, en línea de trazos se señala el contacto entre el basamento y el depósito de flujo hiperconcentrado. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12.

PERFIL N°2

Localización: Margen izquierda del río San Bartolomé, 50 m aguas arriba del puente sobre RP n°23 (33°60'83"S – 63°70'628"O).

Descripción: Este perfil, con un espesor aproximado de 2.8 m y base cubierta, puede ser dividido en tres unidades (Fig.III.18). La basal (I), de 1.3 m de espesor y geometría tabular, está compuesta por gravas gruesas y bloques de hasta 40 cm de eje mayor inmersos en una matriz arenosa, de color pardo rojizo, con una estratificación grosera. Le sobreyace la unidad II, de 0.9 m de potencia, conformada por materiales limo-arenosos finos, de color pardo rojizo, con alto porcentaje de micas y presencia de gravas dispersas de hasta 4 cm de eje mayor, cuya disposición conforma una laminación paralela. Por encima, la unidad III, de características similares a la unidad I, posee 0.6 m de espesor y morfología tabular, y está conformada por materiales areno-gravosos groseramente estratificados, conteniendo bloques dispersos de hasta 30 cm de eje mayor.

Interpretación: Los niveles más gruesos de esta secuencia representan depósitos fluviales, de relleno de canal, que fueron generados por pulsos de distinta energía. Las unidades más finas se asociarían a flujos hiperconcentrados. La parte superior constituye un suelo poco desarrollado.



Figura III.14: Perfil sedimentario N°2 con las tres unidades principales reconocidas. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12.

PERFIL N°3

Localización: Margen izquierda del río San Bartolomé, 500 m aguas abajo del puente sobre RP n°23 (32°47'30.07"S - 64°44'41.45"O), sobre un camino rural a 80 m del cauce del río.

Descripción: Con aproximadamente 3 m de potencia y base cubierta, este perfil puede dividirse en dos grandes unidades bien diferenciadas. La primera (unidad I), de 2 m de espesor, presenta una textura gravo-arenosa y en ella se intercalan cuerpos de geometría lenticular, (separados por líneas amarillas en la Fig. III.15) y granulometría predominantemente gravosa, que contienen bloques de hasta 0.20 m de eje mayor. Le sobreyace un cuerpo tabular de aproximadamente 1 m de potencia (unidad II), de material arenoso, con limo subordinado, con gravillas dispersas, y de estructura masiva. En su parte superior se encuentra un nivel tabular de aproximadamente 0.20 m de potencia y coloración parda oscura.

Interpretación: La parte inferior de este perfil, según la estructura y geometría, tiene una génesis fluvial, las intercalaciones de depósitos lenticulares más gruesos en esta unidad dan indicios de cambios en la energía del agente, interpretándose como depósitos asociados a paleocanales. Por su parte, la unidad II, se puede asociar, según su estructura y granulometría, a un flujo hiperconcentrado. La parte superior constituye un suelo poco desarrollado.

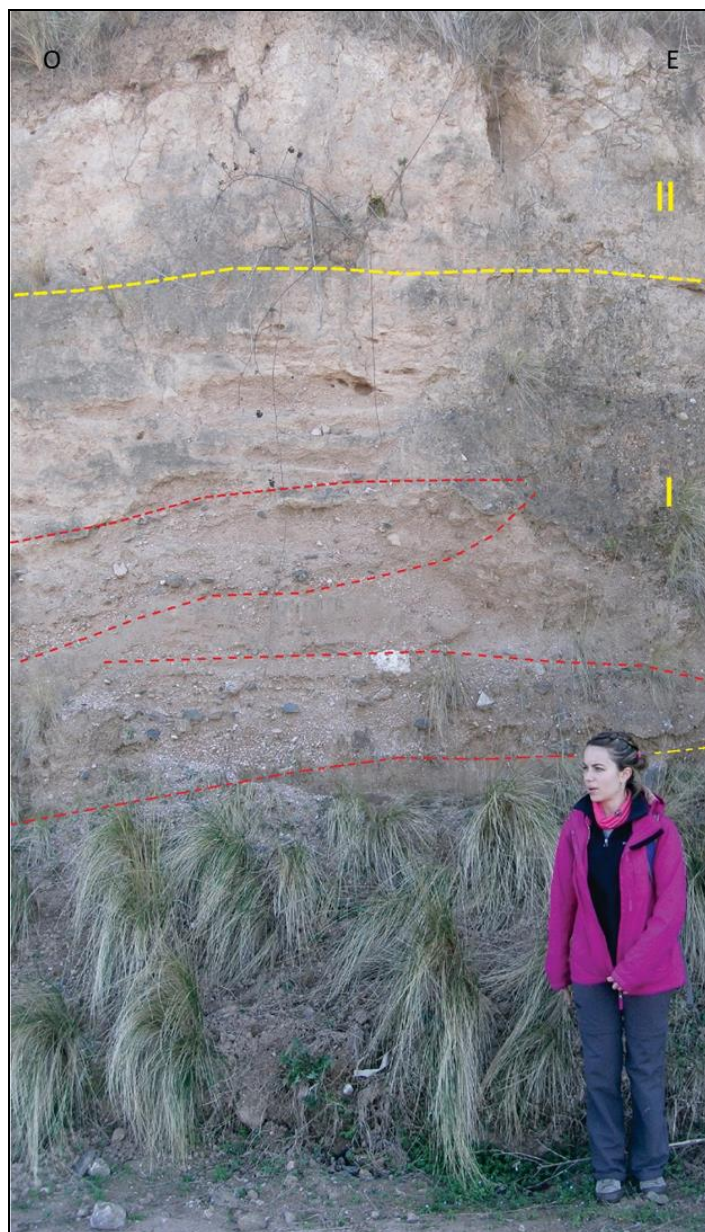


Figura III.15: Perfil sedimentario N°3, en línea amarilla se separan las dos unidades principales reconocidas y en líneas rojas se indican los cuerpos lenticulares gravosos. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12.

PERFIL N°4

Localización: Margen izquierda del río San Bartolomé (Fig.III.12) ($32^{\circ}48'45.36''S$ - $64^{\circ}44'14.14''O$).

Descripción: Este perfil, de aproximadamente 2.6 m de potencia, puede ser dividido en 4 unidades. La base (unidad I), de 0.90 m de espesor, está conformada por materiales finos, limosos con alto porcentaje de arcillas, de color pardo rojizo, masivo con un grado de cementación variable. Le sobryace, a través de un contacto erosivo, la unidad II, un

cuerpo tabular de 0.30 m de espesor, groseramente estratificado, de composición gravo-arenosa, con bloques de hasta 40 cm de eje mayor, que grada hacia el techo a materiales arenosos medios-gruesos. Por encima de éste, mediante contacto transicional, se encuentra la unidad III, un cuerpo tabular de 1 m de potencia, de color pardo grisáceo, cuya granulometría es muy fina, con importante presencia de arcillas y pequeños lentes arenosos intercalados. Culminando el perfil se encuentra la unidad IV, de 0.40 m de espesor, compuesta por materiales arenosos finos, de coloración pardo rojizo.

Interpretación: La secuencia representa un depósito netamente fluvial, que denota una variabilidad en la energía de los flujos que lo generaron. Apoyado sobre un cuerpo con cementación variable (unidad I), probablemente de génesis fluvial de baja energía, se observan depósitos que representan un ciclo más húmedo, de mayor energía, (unidad II). Por encima, gradando a arenas más finas, la unidad III se interpreta como depósitos de llanura de inundación. Finalmente, la unidad IV corresponde a depósitos de desbordes. La parte superior constituye un suelo poco desarrollado.



Figura N° III.16: Perfil sedimentario N°4, con las cuatro unidades reconocidas. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12.

PERFIL N°5

Localización: Margen derecha del río San Bartolomé (Fig.III.12) (32°49'40.2"S – 64°43'55.7"O)

Descripción: En la base (unidad I) se expone un cuerpo tabular de aproximadamente 0.5 m de espesor, conformado por materiales altamente cementados, de color rojizo y alta proporción de arcillas. Le sobreyace, a través de un contacto irregular, un nivel tabular de 1.80 m de espesor aproximado (unidad II), de coloración grisácea,

conformado por materiales finos, en los que predomina arena fina-muy fina, y materiales limo-arcillosos (Fig. III.18.), y que presenta una leve laminación paralela. Culmina el perfil con un cuerpo tabular (unidad III) con entre 2.5 y 3 m de espesor, compuesto por material areno-limoso, constituido por 20% de arenas muy gruesa-gruesa, 40% arenas media-muy fina y un 28% de limos y arcillas (Fig. III.22; ver anexo 1, muestras P1a y b). Entre estos se encuentran gravillas dispersas, de entre 2-3 cm de eje mayor.

Interpretación: La unidad I se puede asociar con un depósito fluvial de muy baja energía. Asimismo, la unidad II en función de su granulometría y estructura puede ser interpretada como un depósito de llanura de inundación. Finalmente, la unidad III, dada su masividad y granulometría involucrada, se interpreta como un depósito generado a partir de un flujo denso. La parte superior constituye un suelo poco desarrollado.



Figura III.17: Perfil sedimentario N°5. b) se muestra el perfil completo con las tres unidades principales, separadas con líneas amarillas; a y c) corresponden a vistas de detalle de las mismas. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12.

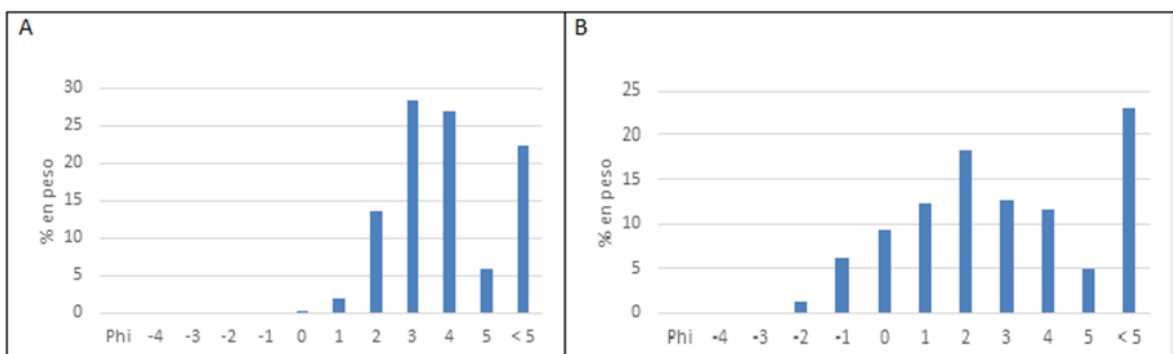


Figura III.18: Distribución granulométrica de los materiales del perfil sedimentario N°5. A) Unidad II; B) Unidad III.

PERFIL N°6

Localización: Tramo medio del río San Bartolomé, sobre la margen derecha (32°51'43.14"S - 64°41'29.13"O)

Descripción: En este perfil de aproximadamente 3 m de potencia y con base cubierta, se pueden observar tres cuerpos bien diferenciados. La unidad I, de morfología tabular y 0.6 m de espesor, está conformada por materiales areno-gravosos con estratificación cruzada en artesas. Por encima yace la unidad II, de 1 m de espesor máximo, formada por materiales limo-arenosos con gravillas dispersas, y que presenta coloración parda rojiza y una estratificación grosera. Este cuerpo está siendo cortado por la unidad III, de morfología lenticular y granulometría areno-gravosa, con estratificación cruzada en artesa. Por encima, este cuerpo se encuentra algo disturbado por acción de la actividad radicular.

Interpretación: A partir de la estructura y geometría de los cuerpos, se interpreta a este perfil como una serie de depósitos fluviales asociados a facies de canal, probablemente generados a partir de pulsos de distinta energía. Culmina el perfil un suelo pobremente desarrollado.

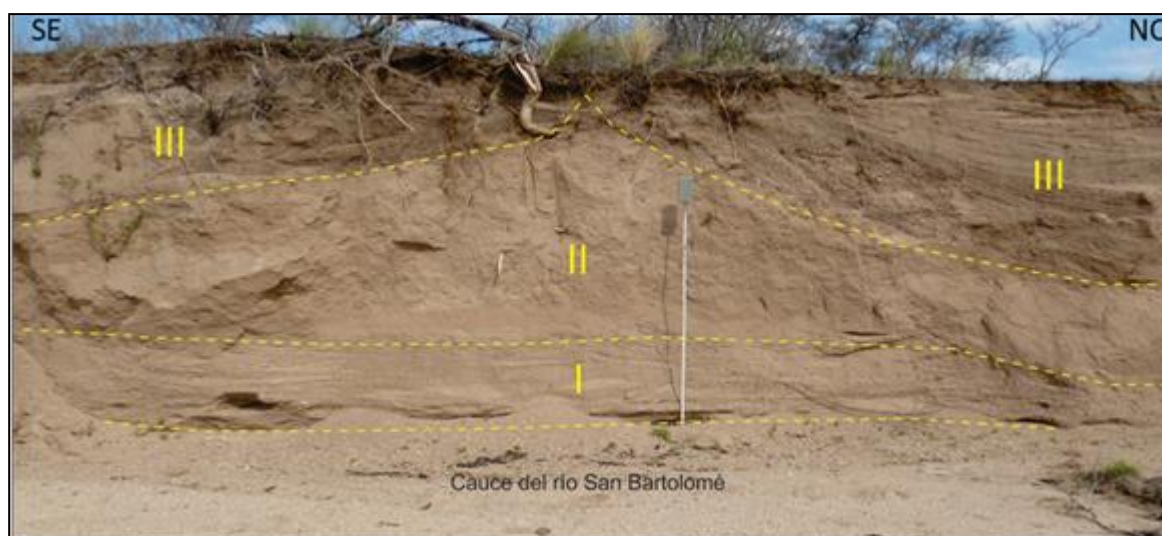


Figura III.19: Perfil sedimentario N°6. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12

PERFIL N° 7

Localización: Tramo medio del río San Bartolomé, sobre la margen derecha (32°51'45.2"S-64°41'18.6"O).

Descripción: Este perfil de 1.45 m de potencia, está conformado por material limo-arenoso y presencia de gravillas en todo su espesor. Se pueden diferenciar 4 niveles en los cuales el porcentaje de gravillas dispersas es variable. En las unidades I y III es

mayor (especialmente en la III) que en la II y IV. El nivel IV hacia el techo presenta color pardo más oscuro, por un mayor contenido de materia orgánica.

Interpretación: La secuencia representa depósitos asociados a flujos hiperconcentrados, probablemente generados a partir del retransporte local de material loésico/arenoso, con una variabilidad en la energía de los mismos según el porcentaje de gravillas que estas secuencias presentan. La parte superior constituye un suelo poco desarrollado.

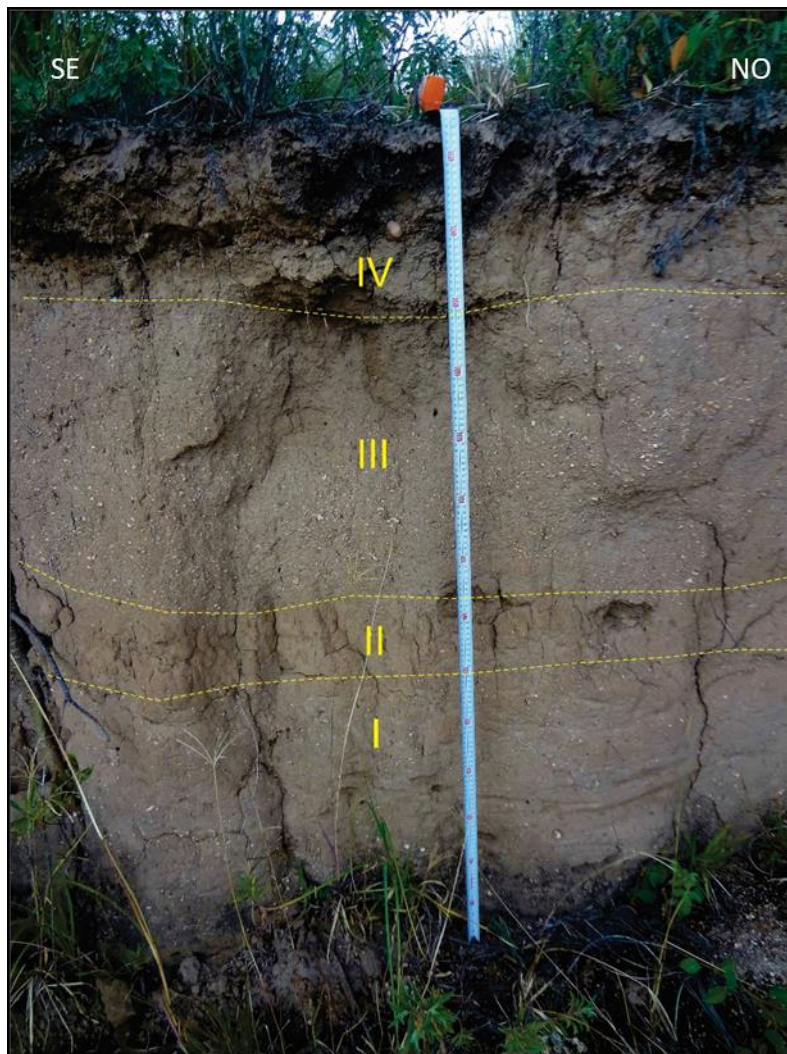


Figura III.20: Perfil sedimentario N°7. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12

PERFIL N°8

Localización: Margen izquierda del río San Bartolomé (32°51'44.48"S - 64°41'14.13"O).

Descripción: Este perfil, de aproximadamente 4 m de espesor, se puede dividir en 4 unidades bien diferenciadas, cuya morfología es tabular y de contactos netos. La basal de 1.8 m de espesor, es de color pardo rojizo, compuesta por materiales limo-arenosos

finos, con algo de arcilla, y presencia de gravillas dispersas, con una estructura finamente laminada. Esta unidad presenta variaciones laterales en el grado de cementación. La unidad II, de aproximadamente 0.70 m de potencia, está compuesta por arenas medias y gruesas, con estructura laminar. Este material es muy deleznable, lo cual se observa en el modo de evolución de estas laderas característico de depósitos jóvenes (sin cementación), dispuestos sobre materiales que debido a su mayor contenido en arcillas presentan una pendiente más pronunciada. Le sobreyace un cuerpo tabular (unidad III) de 0.30 m de espesor, de granulometría más fina con una incipiente laminación paralela. Por encima, se encuentra un cuerpo arenoso (unidad IV), de 0.60 m de espesor, con una estructura predominantemente laminar, que en su parte superior, presenta una coloración pardo oscura (0.20 m de espesor).

Interpretación: La secuencia presenta una génesis netamente fluvial. La parte inferior corresponde depósitos fluviales de baja energía, posiblemente asociados a un ambiente de llanura de inundación. El resto del perfil denota ciclos más húmedos con una mayor energía del medio, evidenciado por la granulometría y estructuras de los depósitos. La parte superior constituye un suelo poco desarrollado.

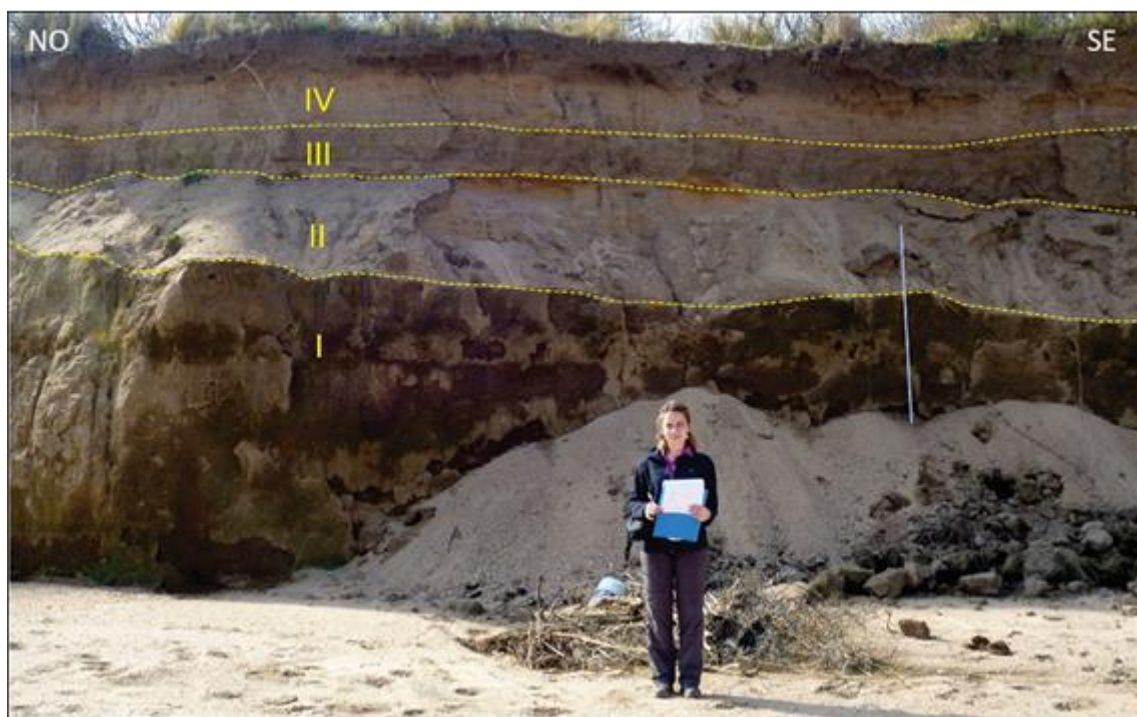


Figura III.21: Perfil sedimentario N°8, donde se muestran las cuatro unidades diferenciadas. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12

PERFIL N°9

Localización: Margen derecha del río San Bartolomé (Fig.III.12) (34°50'59"S – 63°60'609"O).

Descripción: En este perfil de aproximadamente 7 m de espesor, se pueden diferenciar 5 niveles según el porcentaje de gravillas presentes (Fig.III.27). El basal, de 2.5 m de espesor, presenta estructura masiva y muy pocas gravillas dispersas. Sobre éste, y con base cubierta, yace un cuerpo tabular que muestra el mayor porcentaje de gravillas de todo el perfil. En los niveles III y IV este porcentaje va disminuyendo hacia el techo del perfil. Específicamente los materiales que conforman el nivel I presentan una distribución granulométrica polimodal (Fig.III.23), con modas en arenas muy finas (24%), seguida por limos-arcillas (15%) y arenas muy gruesas (11%). Además presenta alrededor de un 8% de la fracción gravillas (ver anexo 1, muestra P2).

Interpretación: Estos depósitos tienen una génesis netamente aluvial, y habrían sido generados por flujos densos, hiperconcentrados. Se puede inferir una disminución progresiva de la energía del ambiente hacia el techo, a partir de nivel II. La parte superior constituye un suelo poco desarrollado.

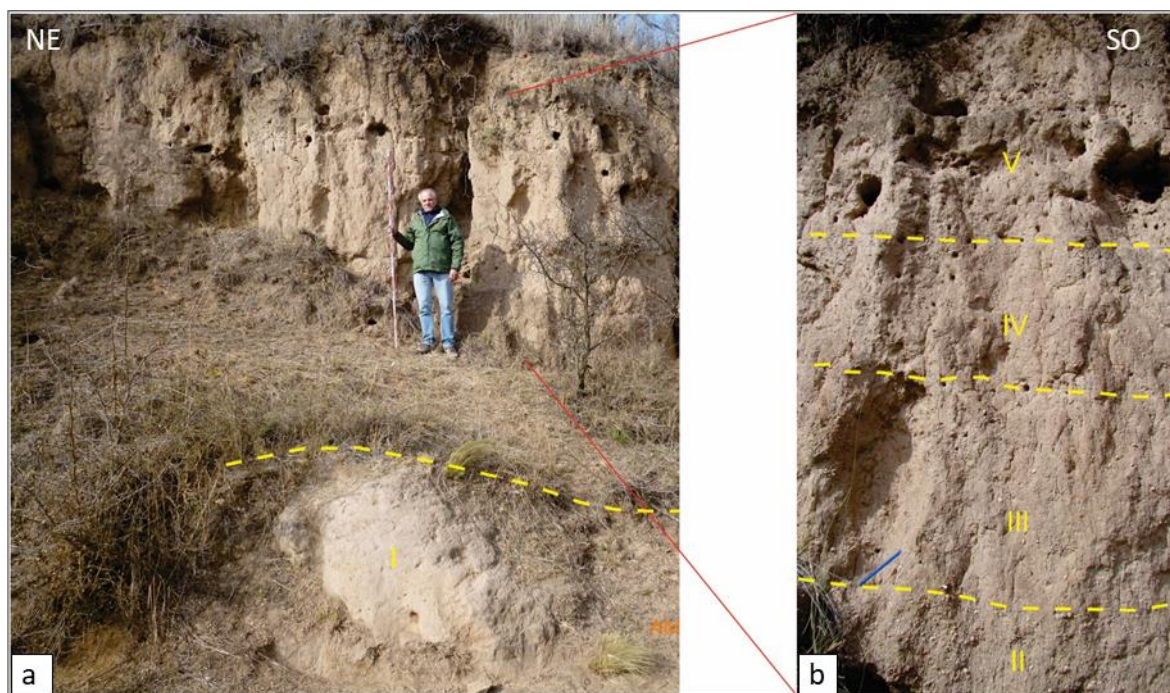


Figura III.22: Perfil sedimentario N°9. a) Fotografía del perfil completo, b) Detalle de la parte superior del perfil. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12

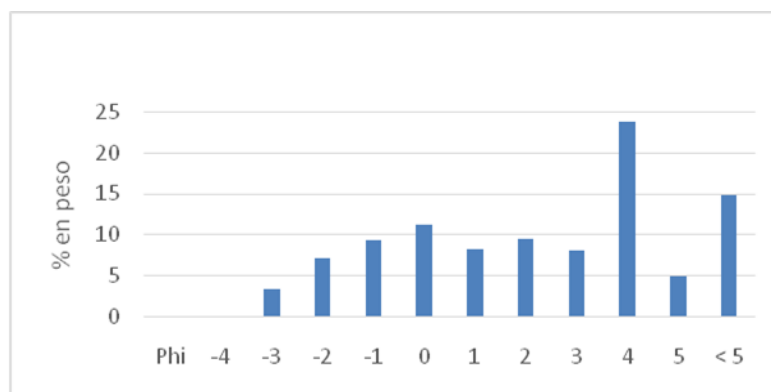


Figura III.23: Distribución granulométrica de los materiales de la unidad I del perfil sedimentario N°9.

PERFIL N°10

Localización: Margen Izquierda del río San Bartolomé (Fig.III.12) (32°52'21.22"S – 64°39'14.30"O)

Descripción: Esta secuencia de 1.5 m de espesor y base cubierta, está formada por materiales predominantemente areno-gravosos, estratificados (Fig. III.24). Pueden diferenciarse cinco niveles cuya granulometría es variable. Los niveles I, III y V son más gruesos, areno-gravosos y presentan clastos de hasta 5-8 cm de eje mayor, en algunos casos formando niveles más gruesos (ej. parte superior del nivel I). Los niveles II y IV son arenosos y presentan clastos de hasta 3 cm de manera muy dispersa.

Interpretación: Este perfil representa eventos fluviales de relleno de canal de variada energía.

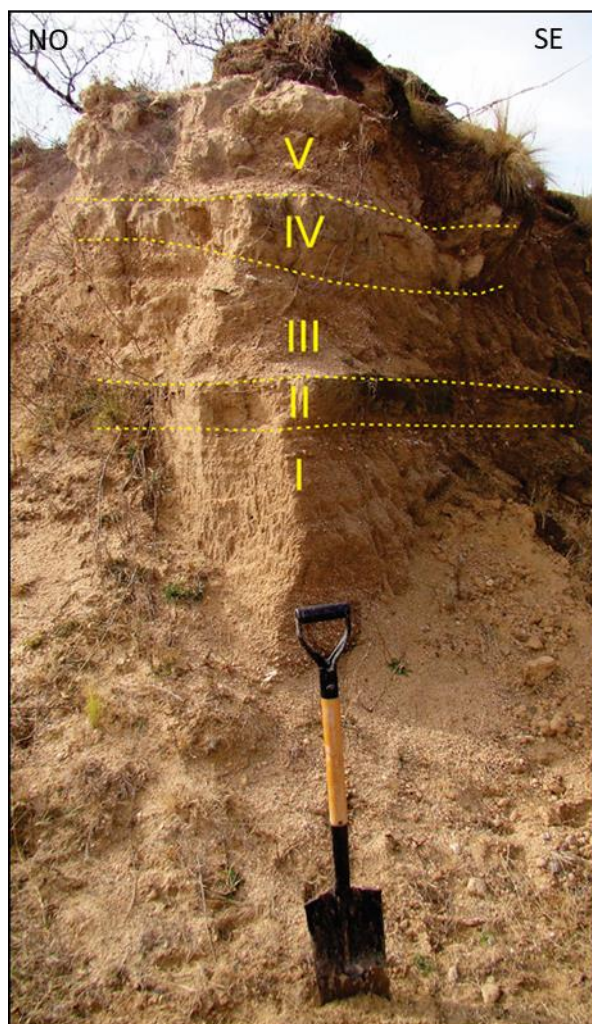


Figura III.24: Perfil sedimentario N°10. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12

PERFIL N° 11

Localización: Próximo a la faja fluvial del río San Bartolomé, sobre la margen derecha del río sobre un camino rural de orientación NNE-SSO ($32^{\circ}52'31.57''S$ - $64^{\circ}41'27.97''O$).

Descripción: Esta secuencia de 0.45 m de potencia, de aspecto masivo y color pardo rojizo, está compuesta por material arenoso muy fino a limoso.

Interpretación: Estos materiales pueden ser asignados a depósitos de origen eólico.



Figura III.25: Depósitos masivos del perfil sedimentario N°11. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12.

PERFIL N° 12

Localización: Margen derecha río San Bartolomé (Fig.III.12) ($32^{\circ}52'58.75''S$ – $64^{\circ}39'14.33''O$).

Descripción: En este perfil de 3 m de espesor, se diferenciaron dos unidades. (Fig.III.26) La basal, de color pardo rojizo, presenta una estructura masiva e importante bioturbación. Su granulometría está constituida por más de un 30% de arenas muy finas, alrededor del 20% de limos y arcillas, y 35 % de arenas finas a gruesas (Fig.III.27; ver anexo 1, muestra P3). Además, presenta algunas gravillas dispersas. Hacia el techo se destaca una pequeña lente de material gravoso (Fig.III.26) Este perfil, gradada hacia el techo a materiales algo más arenosos (unidad II), con la presencia de clastos de hasta

8-10 cm de eje mayor. La parte superior muestra una coloración parda oscura, con mayor actividad radicular.

Interpretación: Esta secuencia se conforma de depósitos de origen fluvial, con estadios de distinta energía. La unidad I correspondería a ambientes de baja energía (posiblemente llanura de inundación), mientras que la unidad II denota un aumento de la misma (depósitos de canal).



Figura III.26: Perfil sedimentario N° 12. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12

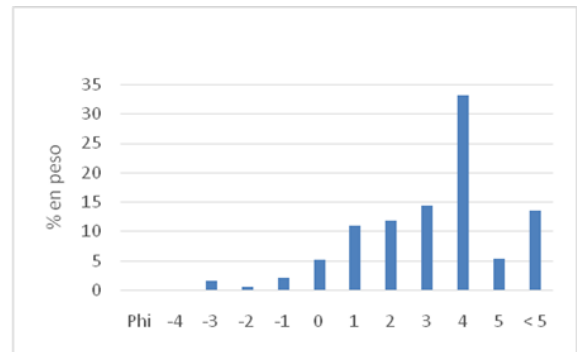


Figura III.27: Distribución granulométrica de los materiales de la unidad I del perfil N°12.

PERFIL N° 13

Localización: Margen derecha del río San Bartolomé, en la confluencia con el río Cuarto ($32^{\circ}53' 13.53''S - 64^{\circ}39'6.16''O$).

Descripción: Este perfil, con aproximadamente 2 m de potencia, está conformado por materiales muy similares a los descritos en la unidad I del perfil N°12, presentando mayor grado de cementación en su base (Fig. III.27).

Interpretación: Esta secuencia puede interpretarse como un depósito fluvial de baja energía.



Figura III.27: Perfil sedimentario N°13. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12

PERFIL N° 14

Ubicación: Sobre RP n°23, a mano derecha, aproximadamente a 1,8 km hacia el Norte, luego de atravesar el puente sobre el río Las Cañitas ($32^{\circ}51'37.65''S$ - $64^{\circ}44'47.75''O$) (Fig. III.12). Está ubicado dentro de la cuenca del río Las Cañitas, próximo al límite de cuenca con el río San Bartolomé.

Descripción: Este perfil, de 2.5 m de potencia, fue descrito por Andreazzini (2015). En su base aflora una secuencia tabular limosa, altamente cementada de 0.70 m de espesor, masiva, de coloración parda rojiza (Fig. III.28). Sobreyace en contacto transicional un depósito tabular, también masivo y de aproximadamente 1.70 m de espesor, de color pardo claro, compuesto de materiales limosos con muy baja cantidad de gravillas dispersas, las que alcanzan un tamaño máximo de 3 mm. Este paquete es el que se observa en la Figura III.28. Hacia el techo el color es pardo oscuro, se incrementa el contenido de materia orgánica, y la presencia de raíces.

Interpretación: Estos materiales pueden asignarse, a depósitos eólicos, loésicos, que hacia el techo presentan un suelo poco desarrollado (Andreazzini, 2015). Este perfil fue incorporado a esta Tesis debido a que es representativo de los depósitos eólicos del ambiente pedemontano.



Figura III.28: Perfil sedimentario N°14. La ubicación del mismo se presenta en la Figura III.12 (Extraído de Andreazzini 2015).

PERFIL N° 15

Localización: Perfil sobre margen derecha de la RP n°23, en sentido hacia la localidad de Alpa Corral (aproximadamente 200 m pasando el puente sobre el río San Bartolomé (32°47'21.79"S - 64°44'58.00"O).

Descripción: Esta secuencia presenta base cubierta y en ella se pueden observar dos unidades principales bien diferenciadas. Dentro de la inferior se pueden diferenciar tres niveles (delimitados con líneas amarillas en la Figura III.29), siendo el inferior y superior conformados por materiales areno-gravosos, con bloques de hasta 50 cm de eje mayor; y el intermedio compuesto por materiales arenosos. Por encima, yace la unidad II, un paquete tabular, masivo, conformado por material limo-arenoso, con presencia de gravillas dispersas.

Interpretación: La unidad I se interpreta como depósitos fluviales de moderada a alta energía, asociados a facies de canal, generando estos depósitos no cohesivos con matriz arenosa. Por encima se encuentra un depósito generado a partir de la removilización de los materiales finos disponibles, a partir de flujos hiperconcentrados.

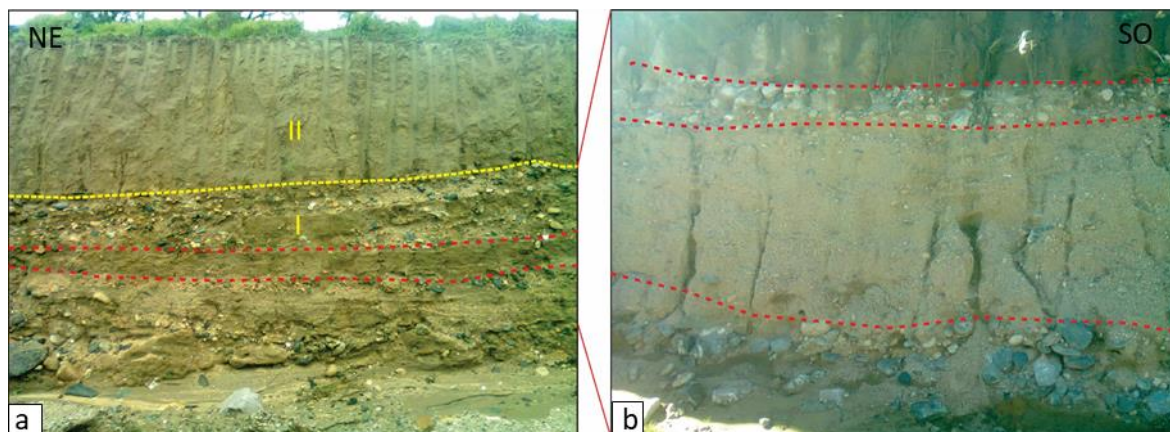


Figura III.29: a) Perfil sedimentario N°15, en línea amarilla se delimitan las dos unidades principales reconocidas, b) Detalle de los tres niveles diferenciados en la unidad I. La ubicación del perfil se presenta en la Figura III.12

PERFORACIONES DEL PROYECTO PRESA TINCUNACO

En 1967 la ex empresa Agua y Energía de la Nación llevó a cabo un estudio en el área pedemontana de la cuenca del río Cuarto con el objetivo de diseñar una presa llamada 'Tincunaco', obra que no fue ejecutada.

De los informes de este proyecto, Andreazzini (2015) rescató información de las perforaciones realizadas, de las cuales, para los fines de este trabajo, han sido elegidas las más representativas, una ubicada en el límite entre las cuencas de los ríos San Bartolomé y Las Cañitas, y otra dentro de esta última (Fig. III.12). Se presentan a continuación las 2 perforaciones analizadas, en las Figuras III.30 y III.31.

En ellas se puede observar la espesa columna de sedimentos que apoyan sobre el basamento, el cual se encuentra a 93 m de profundidad en la perforación N°9 y a 130 m en la N°13.

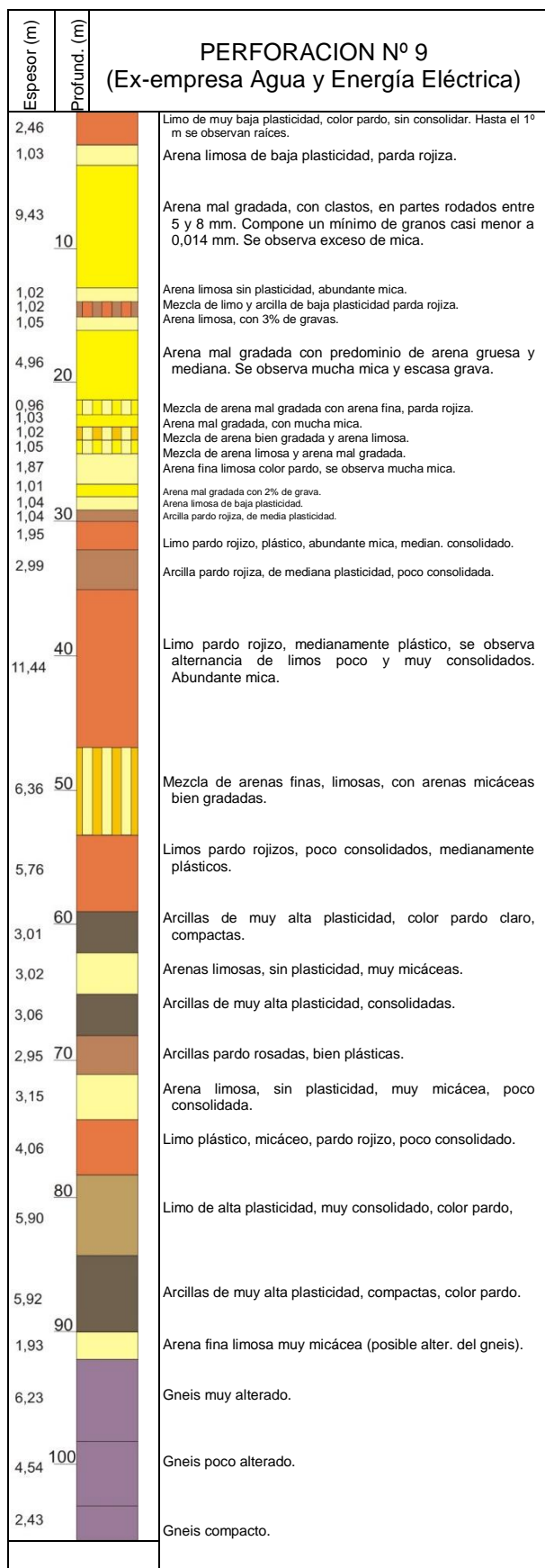


Figura III.30: Perforación N° 9 (Tomada de Andreazzini 2015. Fuente: Agua y Energía Eléctrica de la Nación, 1967).

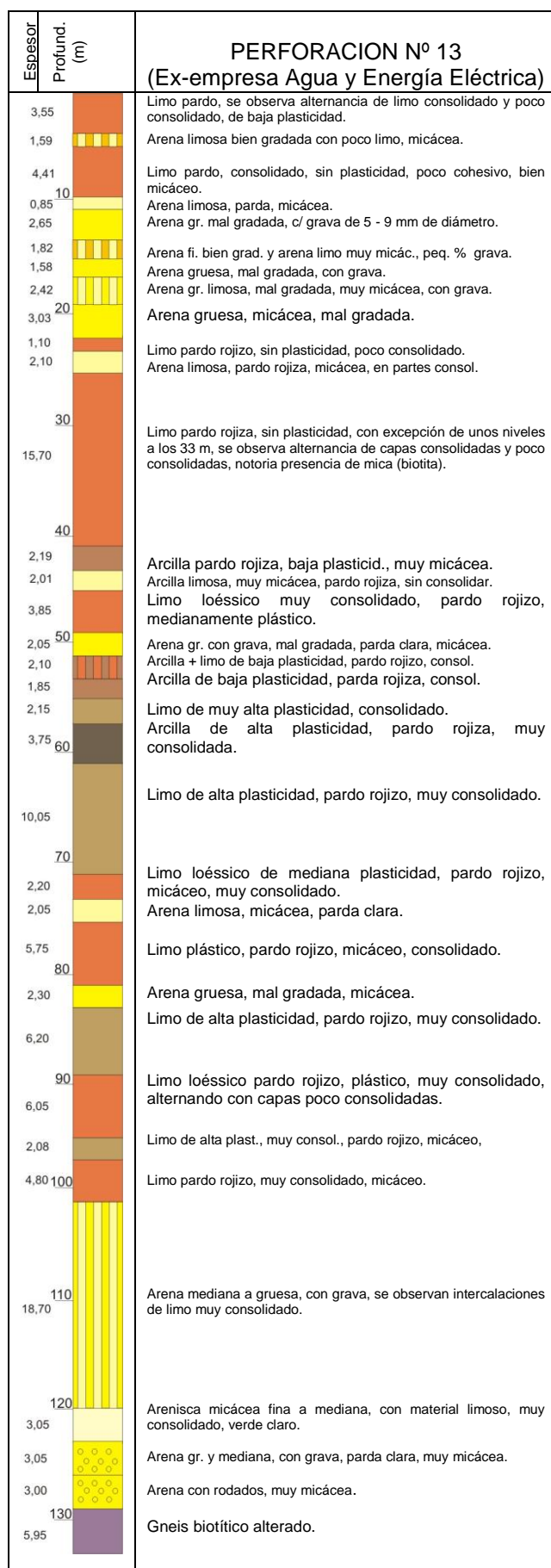


Figura III.31: Perforación N°13 (Tomada de Andreazzini 2015. Fuente: Agua y Energía Eléctrica de la Nación, 1967).

III.2.1.3 Interpretación y correlación de perfiles sedimentarios y perforaciones

A partir del análisis de la geología regional y de la información estratigráfica local presentada anteriormente, se propone a continuación una secuencia temporal tentativa para los perfiles sedimentarios reconocidos y perforaciones.

Andreazzini (2015) propuso ubicar a la secuencia areno-gravosa dispuesta sobre el basamento en la perforación n°13 (de 102 a 130 m de profundidad) como de edad terciaria. Estos depósitos corresponden a sistemas fluviales de alta energía, que van gradando hacia secuencias también fluviales de menor energía, en los que dominan sedimentos finos, con algunos niveles de mayor energía intercalados (paquete entre los 50-60 a 102 m de profundidad).

De acuerdo a lo definido por Cantú (1992), la unidad cuaternaria más antigua reconocida en el área corresponde a la **Formación Pampiano** (Pleistoceno medio a superior). Ésta puede ser correlacionable con la base de los perfiles n° 4, 5, 12 y 13 quedando expuesta por la acción de procesos incisión de canal actual. En los segmentos próximos a la salida serrana y previo a la confluencia con el río Cuarto, se observa este material aflorando en el lecho del canal y en otros se lo encuentra como clastos dentro del cauce, evidenciando procesos de erosión y ajuste. Cabe destacar que para la zona de trabajo estos sedimentos no se encuentran con un alto grado de cementación, como lo señalado por otros autores para la zona. Andreazzini (2015), en el río Las Cañitas, observó la presencia de esta formación en el tramo de diseño semiconfinado, donde además Mijalhevich (2016) dató los carbonatos rellenando grietas en esta formación, arrojando una edad de 35.460 ± 1300 años A.P. También Ulla (2008) reconoció estos sedimentos en el lecho del río Cuarto y en los tramos previos a las confluencias de sus tributarios (ríos Las Cañitas, Piedras Blancas y San Bartolomé).

En las perforaciones n° 13 y 9, Andreazzini (2015) asigna a esta edad los limos pardo-rojizos con diferente grado de cementación, también asociados a ambientes fluviales de baja energía, situados entre los 25 y 40-60 m de profundidad.

Los niveles fluviales gruesos que yacen mediante contacto erosivo sobre la Formación Pampiano en los perfiles N°3 (unidad I) y 4 (unidad II) podrían ser equivalentes a la **Formación Chocancharava**, del Pleistoceno superior. La unidad II del perfil N° 5 también se asociaría a este período representando una facies de llanura de inundación. Estas secuencias fluviales representan el periodo en el que un clima más húmedo reinaba en la región, y se habrían generado depósitos asociados a fajas fluviales. Dentro de esta formación Andreazzini (2015) ha considerado también los depósitos fluviales ubicados entre los 10 y 25 m de la perforación n° 13 y los 2,5 y 30 m en la perforación n° 9 (Fig.III.30 y III.31).

La columna estratigráfica continúa con los depósitos generados por flujos hiperconcentrados que se describen en los perfiles N°1, 3 (unidad II), 5 (unidad III), y 9, que podrían ser equivalentes a la **Formación La Invernada**, del Pleistoceno superior – Holoceno inferior, donde dominó un clima árido-semiárido. Estos son interpretados como generados a partir de la acción de flujos de agua, predominantemente mantiformes, que removilizaron los materiales loésicos disponibles para el momento. Los depósitos limosos superiores (de 2,5 m de espesor en la perforación N° 9 y 10 m en la N° 13) podrían incluirse también dentro de la **Formación La Invernada**, y en parte también posiblemente a la **Formación Laguna Oscura** (Andreazzini, 2015).

Posteriormente durante el período Hipsitermal (9500-8200 y 5200- 4000 años A.P, Holoceno Inferior), más cálido y húmedo, el río San Bartolomé habría generado una faja fluvial, actualmente inactiva, que actualmente se encuentra ubicada a una cota superior que la faja actual y con una cubierta de sedimentos loésicos/loessoides posteriores (Unidad paleo-faja fluvial, Fig.III.38). No se han observado perfiles que expongan depósitos de esta paleo faja.

El ciclo árido de la región (4000-1500 años A.P. aproximadamente) culmina con la depositación de secuencias loésicas y arenosas muy finas, las cuales son representadas por la **Formación Laguna Oscura** (Cantú 1992). De acuerdo a Andreazzini (2015), los depósitos descritos en el perfil n°14 son atribuidos a este periodo. También se asignan a este lapso los depósitos expuestos en el perfil N°11 y posiblemente la porción superior del perfil N°9.

Por último, las secuencias más modernas de origen fluvial, generadas a partir de la instalación del clima actual (1300-1500 años AP, Holoceno Superior – actualidad), corresponden a los depósitos del perfil N°6, las unidades II a IV del perfil N° 8 y el perfil N° 10. Particularmente, el perfil N°7, es interpretado como una removilización de sedimentos eólicos o fluviales de proveniencia local. Durante este período se generó la faja fluvial actual (Fig.III.38).

III.3 ESTRUCTURAS

III.3.1 Campo de Deformación Dúctil

En la evolución tectónica del basamento de la sierra de Comechingones se reconocen distintas fases de deformación. La más antigua, D1, género estructuras planares (S1) de carácter relicto, sólo encontradas en xenolitos de gneises biotíticos. Un segundo evento D2, que según diversos autores (Martino *et al.*, 1995; Otamendi *et al.*, 2004; Fagiano, 2007), fue el causante de la foliación regional (S2) y que al mismo tiempo obliteró la foliación más antigua S1. Este evento, sería sincrónico con el clímax

metamórfico del área que produjo la fusión parcial y la generación de los grandes complejos migmatíticos (estromatitas y diatexitas), junto con la presencia de gneises y anfibolitas.

La foliación S2 ha sido, en algunos sectores, intensamente retrabajada por efecto del evento deformacional D3, dando como resultado una foliación milonítica (S3). Este último evento se caracteriza por ser de naturaleza dúctil y dúctil-frágil, de alcance local y estar limitado a zonas de cizallas estrechas (Radice *et al.*, 2015).

A partir de esto, se encuentran dos tipos de foliaciones en el área de estudio, metamórficas y miloníticas. La primera es coincidente con las estructuras planares de gneises y migmatitas cuyo rumbo general en la sierra de Comechingones es N-S y el buzamiento general es de 45° hacia el E y NE. Las foliaciones miloníticas están asociadas a la Faja de Deformación Guacha Corral, tienen rumbo general N-S y buzamiento al E, distinguiéndose venillas y ojos fusiformes. Martino *et al.*, (1995), identificó también pliegues asimétricos y lineaciones NE-SW con inmersiones al NE y SO cuya disposición dentro de la faja atestigua una componente inversa en el movimiento.

III.3.2 Campo de Deformación Frágil

Para la determinación de las estructuras del tipo frágil que dominan en el área, se ha trabajado con una imagen satelital Landsat de la zona a la cual se le han aplicado distintos procesos digitales con el objetivo de resaltar las estructuras más relevantes (Fig.III.38).

Éstas pueden ser agrupadas en sistemas según su orientación. Las más importantes y de mayor longitud, tienen una orientación N-S. Estas son la falla de Comechingones, al Oeste, y el lineamiento Guacha corral al Este, siendo el límite oriental de la faja de cizalla con el mismo nombre, con una traza recta en planta y un buzamiento presumiblemente vertical (Martino *et al.*, 1995). Esta estructura modifica la traza general NO-SE que caracteriza al río San Bartolomé en cuenca alta (Fig.III.32).

Le siguen en importancia las NO-SE, también de importante extensión y definición a escala regional, pudiendo mencionarse aquellas que controlan los ríos San Bartolomé (zona serrana) y La Tapa, y los arroyos Papagayos y Alto Lindo.

Las estructuras con dirección NE-SO, se presentan con menor frecuencia y son de menor extensión. Se puede observar cómo éstas modifican, por ejemplo, la dirección general NO-SE del río La Tapa y el tramo final del arroyo Alto Lindo (Fig.III.32).

Asociado al plutón Alpa Corral se encuentra un conjunto de fracturas radiales y anulares que afectan a las rocas metamórficas encajantes delimitando una aureola de fracturamiento frágil. En el contacto entre los plutones El Talita y Alpa Corral, se

encuentra un juego de fracturas anulares con relleno granítico que pueden alcanzar hasta 5 km de longitud (Pinotti *et al.*, 2002).

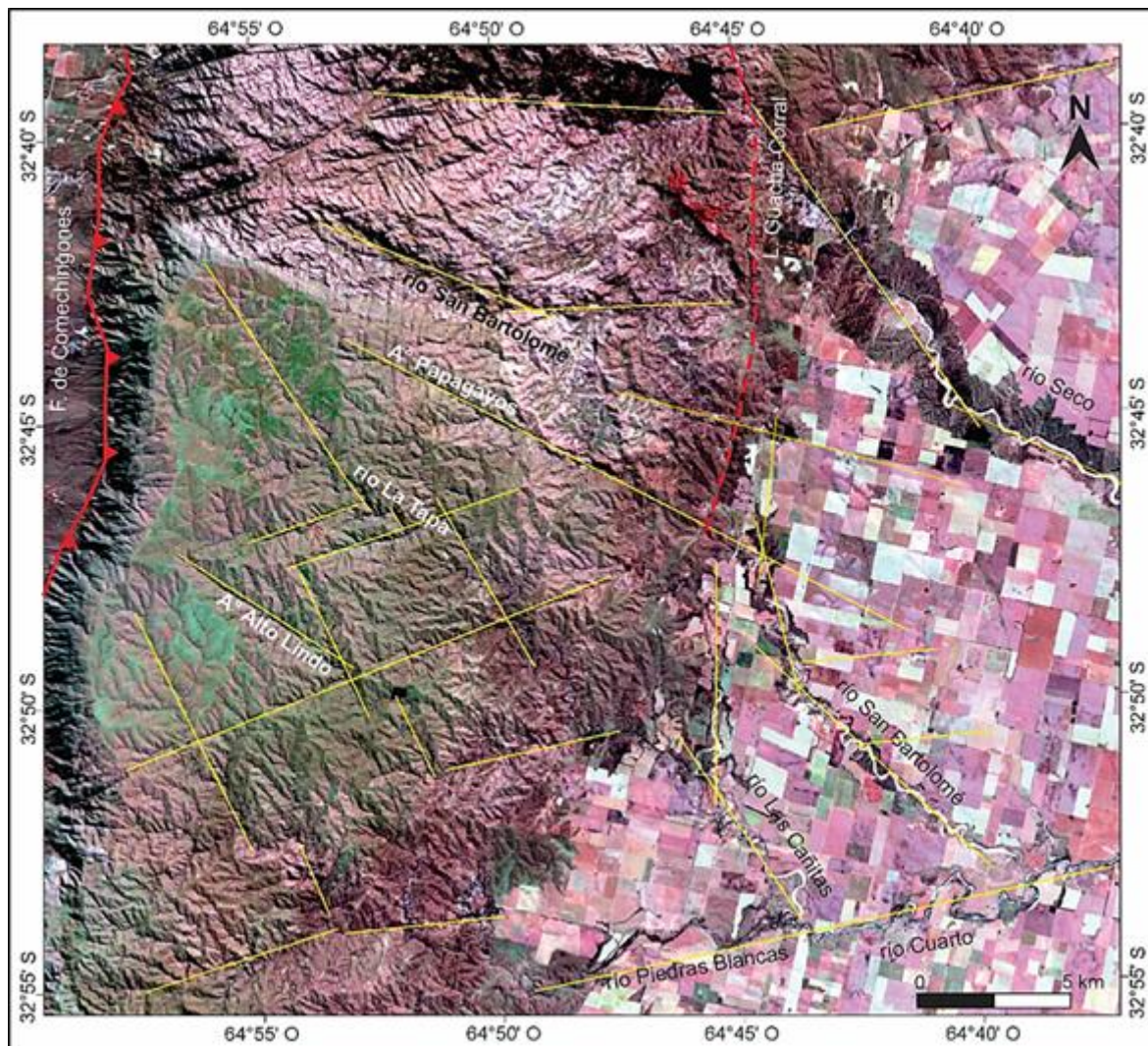


Figura III.32: Imagen satelital Landsat de la zona de estudio. Combinación RGB 742 resaltando estructuras. En rojo se señalan las estructuras más importantes (falla de Comechingones y lineamiento Guacha Corral, y en amarillo lineamientos principales).

En el sector pedemontano, las estructuras se presentan como extensiones de aquellas definidas con mayor claridad sobre el basamento. Las más importantes son las que controlan los cursos de los ríos Las Cañitas, San Bartolomé y Seco con una dirección NO-SE, y el sistema Piedras Blancas-Río Cuarto que se desarrolla sobre un lineamiento ENE-OSO. Con esta orientación se encuentran además lineamientos más pequeños los cuales probablemente estén controlando el levantamiento diferencial de los bloques que caracterizan al piedemonte, al igual que aquellos con orientación NO-SE.

III.3.3 Esquema morfoestructural

Se realizó un análisis morfo-estructural en el área de estudio para enriquecer la interpretación definiendo los principales bloques estructurales y su relación con los aspectos geomorfológicos e hidrográficos.

La Figura III.33 muestra una imagen creada a partir de un modelo digital de elevación del terreno de 30x30 m de resolución, a la que se le realizó un sombreado del área mediante el software SAGA Gis, a través de la herramienta 'Analytical Hill-shading'. En ella se han resaltado los principales bloques estructurales y lineamientos del sector pedemontano, para complementar el tratamiento realizado sobre la imagen satelital anterior (Fig. III.32). En esta se aprecia como el relieve varía de fuertemente ondulado, en cercanías del bloque serrano, a suavemente ondulado en posiciones más distales. La escasa profundidad del basamento, tal como se evidencia en las Figuras III.30 y III.31, le imprime estas características al sector pedemontano, como consecuencia del levantamiento diferencial de bloques, presumiblemente a causa de la tectónica neógena-cuaternaria. A medida que nos alejamos del sector serrano y con el consecuente aumento de la profundidad del basamento, el relieve se va suavizando.

En la imagen pueden observarse claramente las estructuras en el basamento de la sierra de Comechingones, y la prolongación de las mismas hacia el sector pedemontano. Estas morfoestructuras están condicionando la orientación extraserrana de los ríos Seco, San Bartolomé y Las Cañitas en un sentido general NO-SE (Bloques río Seco, San Bartolomé y las Cañitas.) y la del río Piedras Blancas-Cuarto en sentido ENE-OSO (Bloque Rodeo Viejo). También se destacan otros lineamientos de orientaciones ONO-ESE, NNO-SSE y ENE-OSO, limitando y en algunos casos seccionando los bloques diferenciados (Fig. III.33).

Además, se visualiza cómo estos altos estructurales ejercen su influencia sobre la morfología del valle, esta característica, que será analizada en capítulos posteriores, se percibe con más detalle en los perfiles topográficos trasversales al curso (Fig. III.34.A y III.34.B), señalados en la Figura III.33 con línea roja.

En la Figura III.35 se muestra un mapa de incisión de la red de drenaje creado mediante el software SAGA Gis, utilizando el algoritmo 'vertical distance to channel network'. Se observa un mayor grado de incisión en el sector serrano (del orden de 70 m en las quebradas más importantes), mientras que en el ambiente pedemontano los mayores valores se perciben en los bloques periserranos (valores entre 10 y 30 m). Particularmente para el río San Bartolomé, el grado de incisión va disminuyendo desde el sector aledaño a la sierra de Comechingones hacia la confluencia con el río Cuarto.

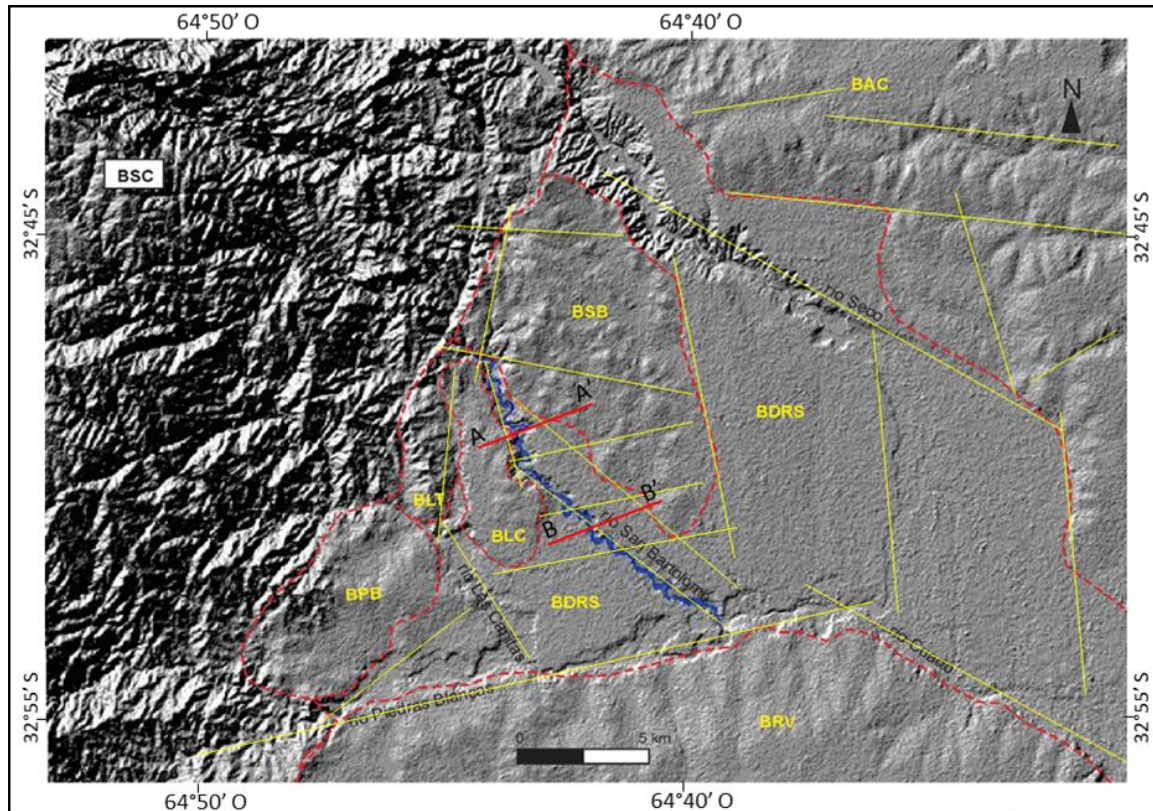


Figura III.33: Mapa morfoestructural donde se señalan los distintos bloques periserranos (delimitados en línea roja discontinua). En líneas de color naranja se muestra la ubicación de los perfiles topográficos de la Figura III.34 y en líneas amarillas los principales lineamientos. (**BSC:** Bloque Serrano Comechingones, **BSB:** Bloque San Bartolomé, **BLT:** Bloque Las Tapias, **BPB:** Bloque Piedras Blancas, **BLC:** Bloque Las Cañitas, **BRV:** Bloque Rodeo Viejo, **BAC:** Bloque Alpa Corral, **BDRS:** Bloque Deprimido del río Seco)

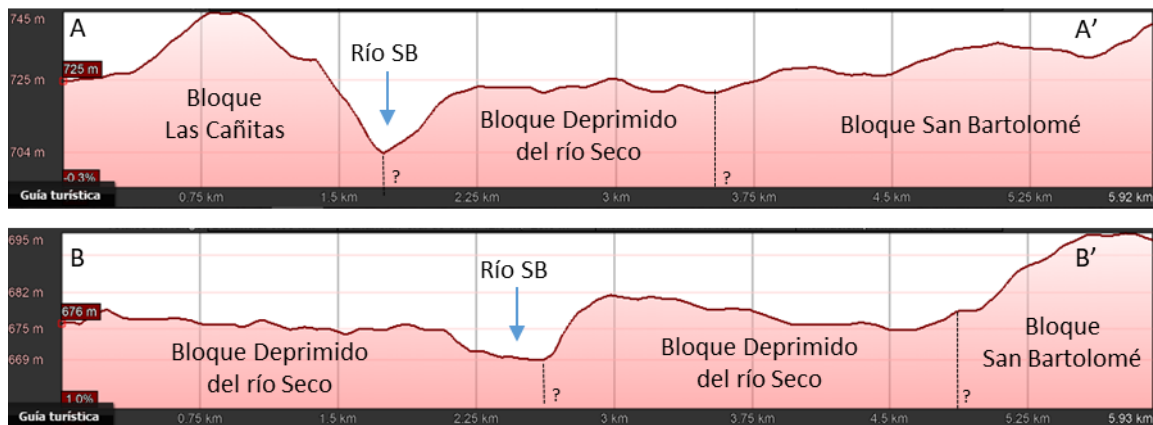


Figura III.34: Perfiles topográficos transversales al río, su ubicación se señala en la Figura III.33 en líneas de color rojo, en línea de puntos negra los lineamientos.

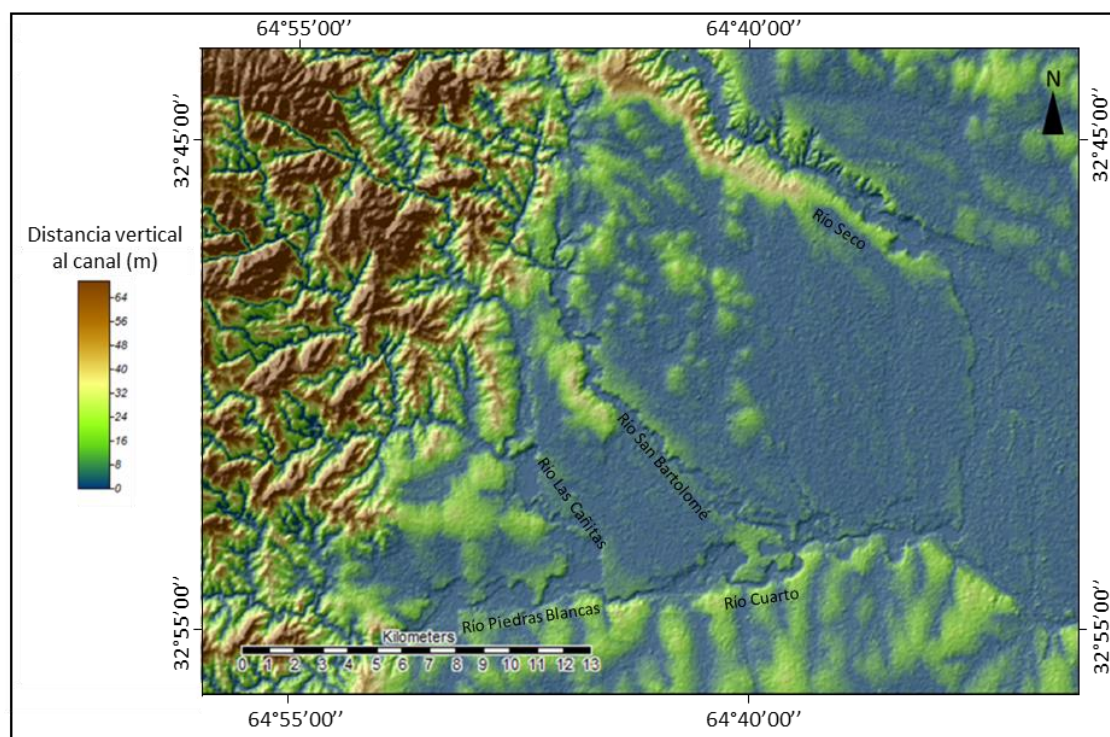


Figura III.35: Mapa de incisión de canales elaborado mediante el software SAGA Gis.

III.4 GEOMORFOLOGIA

En este apartado se realiza la caracterización geomorfológica del área de estudio, incluye el sector Este de la cuenca, en ambiente serrano, y haciendo énfasis en las morfologías asociadas al tramo pedemontano del río San Bartolomé.

En el mapa geomorfológico de la Figura III.36 las unidades han sido agrupadas en dos grandes asociaciones geomorfológicas, definidas en base a criterios genéticos y morfodinámicos:

1. Bloque Serrano Comechingones

- a. Relieves graníticos
- b. Relieves metamórficos

2. Piedemonte Oriental Comechingones

- a. Bloques periserranos
- b. Ambiente de agradación fluvio-eólica
- c. Faja fluvial del río San Bartolomé
 - i. Terrazas
 - ii. Cauce actual
 - iii. Paleo-faja fluvial
 - iv. Llanura de Inundación

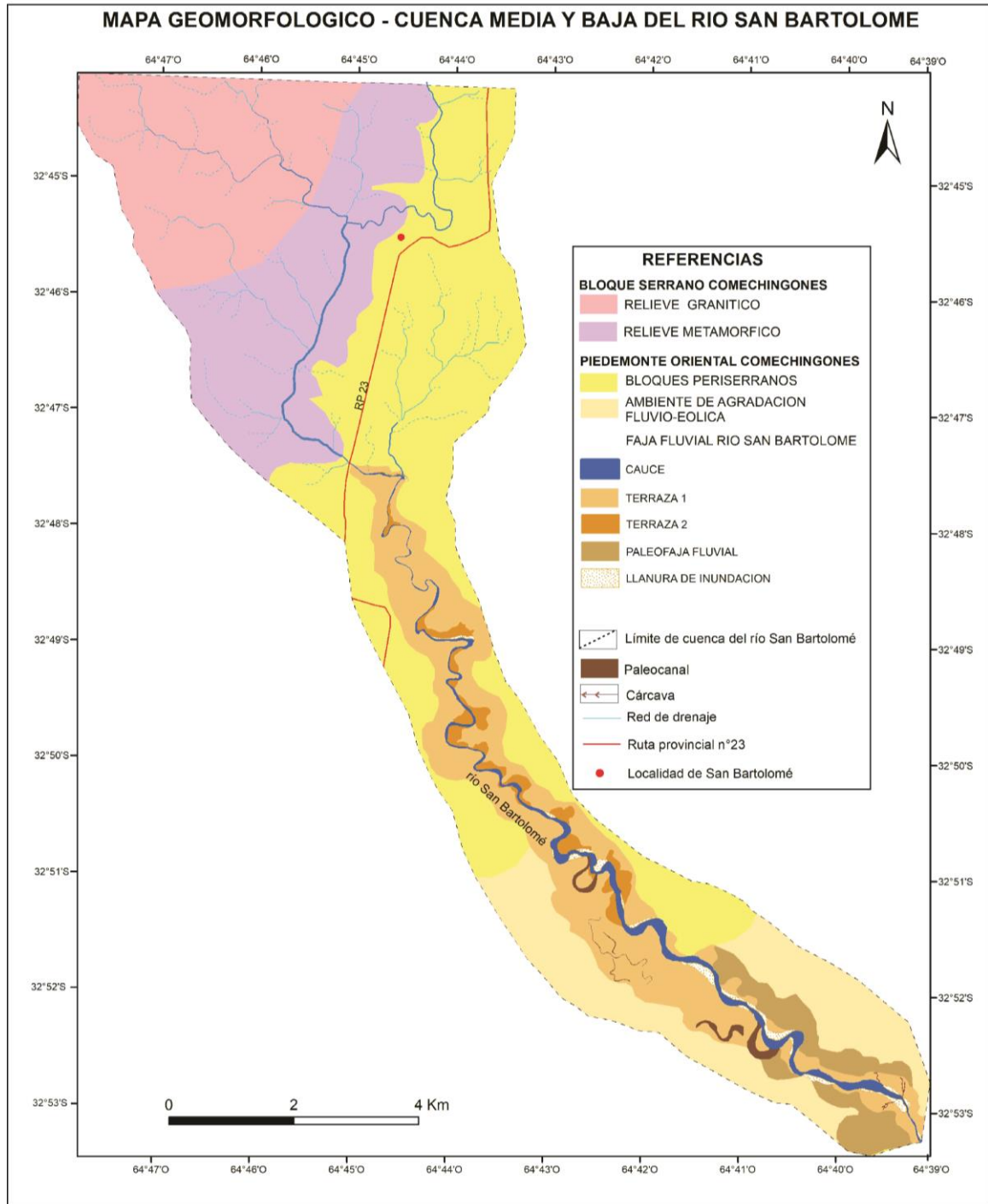


Figura III.36: Mapa geomorfológico.

III.4.1 Descripción de las asociaciones y unidades geomorfológicas

1. Bloque serrano Comechingones

La sierra de Comechingones constituye una morfoestructura regional de rumbo general NNE-SSO, de la cual el área de estudio comprende una porción de su vertiente oriental. En este sector las sierras tienen un ancho de aproximadamente 20 km, cuya altura máxima es de 1850 m s.n.m. disminuyendo hacia el Sur y Este hasta llegar a los 700 m s.n.m. en el límite con el piedemonte. En esta asociación se pudieron diferenciar dos unidades:

1. a Relieves graníticos

Esta unidad se localiza al Norte de la cuenca y se corresponde con el área asociada al plutón Alpa Corral. En general, el relieve está constituido por afloramientos rocosos y áreas cubiertas con sedimentos correspondientes a los valles. Dado que la litología granítica presenta mayor susceptibilidad frente a los procesos de meteorización, se produce una rápida arenización de la misma, lo cual favorece su posterior erosión y denudación (zonas blanquecinas presentes en la Figura III.37). Los productos de la arenización de la roca, son conducidos por procesos hídricos o gravitatorios, hacia los colectores de la red fluvial o bien constituyen el material originario de los suelos desarrollados en este ambiente (Andreazzini, 2015).

Puede observarse que los afloramientos presentan gran cantidad de diaclasas y fracturas, especialmente en la zona externa del plutón. Esta unidad externa del granito (Fig.III.12) se caracteriza por poseer un mayor contenido de cuarzo, lo que le ofrece a la roca una mayor resistencia conformando un resalto topográfico. Además se observan algunas zonas donde el relieve tiene una morfología crestiforme, como resultado de procesos de erosión diferencial asociados a vetas hidrotermales que imponen mayor resistencia (Fig.III.37).

El paisaje muestra un alto grado de disección fluvial, el diseño de los canales es recto, y en general los valles fluviales muestran una alternancia de tramos más estrechos, con otros más amplios (en donde se desarrollan pequeñas pampas).

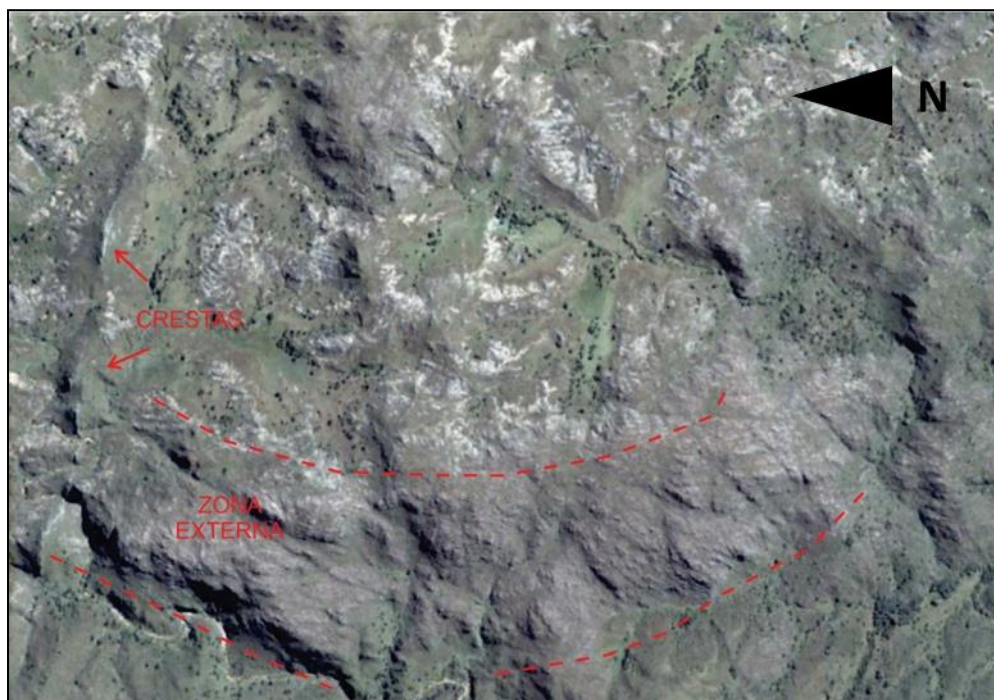


Figura III.37: Imagen Google Earth de un sector del plutón Alpa Corral fuertemente diaclasado; donde se indican los afloramientos de la unidad externa y algunas morfologías crestiformes asociadas a vetas hidrotermales.

1. b Relieves metamórficos

Esta unidad presenta las menores alturas de la sierra de Comechingones ya que se encuentra en el límite con el piedemonte, siendo su máxima cota aproximadamente 870 m s.n.m.

Presenta valles fluviales anchos, alcanzando los 500 m en algunas zonas del canal (Fig.III.38). El diseño de canal es recto, y presenta una configuración de saltos y fosas, característica de los ríos con lecho rocoso (Fig.III.39).

Al igual que en la unidad granítica, en este ambiente las redes de drenaje tienen un marcado control estructural. En la Figura III.40 se puede apreciar como el río San Bartolomé está controlado por una estructura con orientación NNE-SSO. Sobre la margen derecha del río (bloque occidental) el bloque serrano presenta un mayor grado de disección que sobre la margen izquierda (bloque oriental). Pueden observarse afluentes que desembocan en el río San Bartolomé en una serie de redes subparalelas controladas por las estructuras. Esta característica se puede observar mejor en el perfil topográfico presentado en la Figura III.38, en la que se aprecia un mayor grado de disección del bloque occidental.

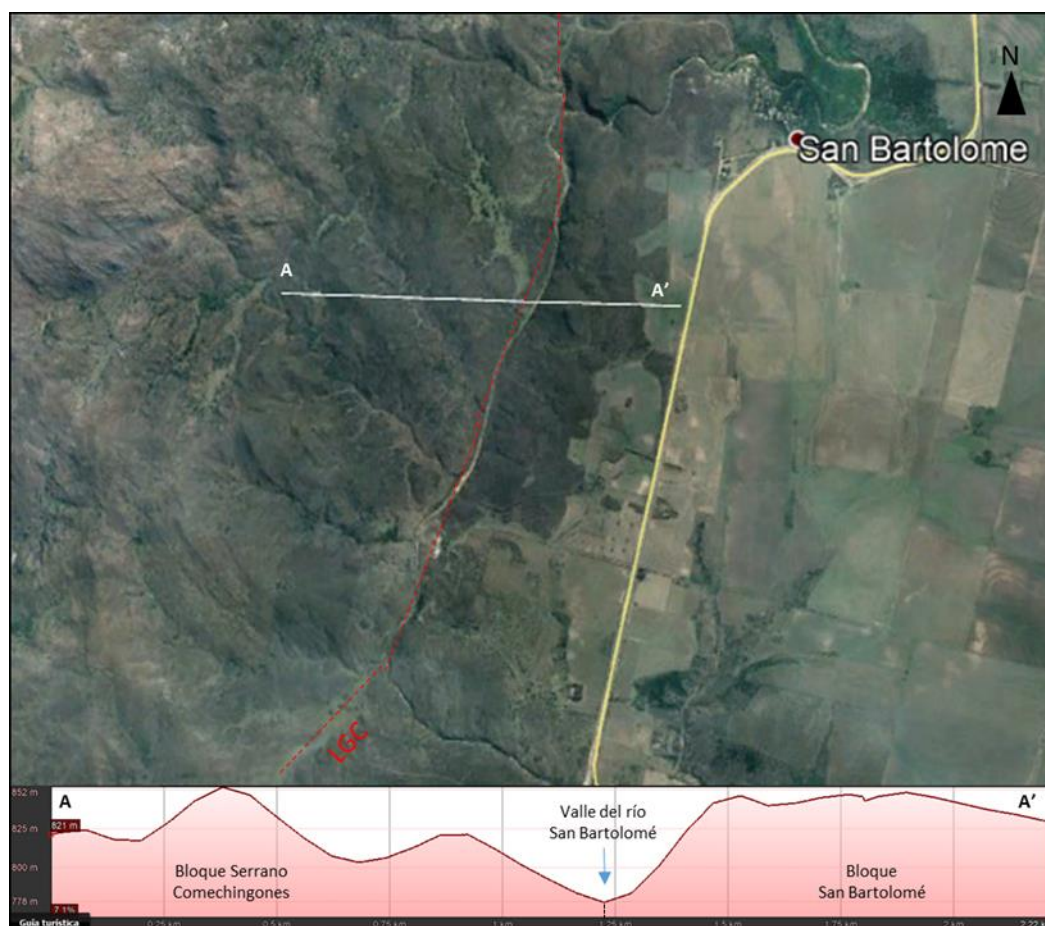


Figura III.38: Imagen Google Earth ilustrando características de la unidad Relieves metamórficos. En línea blanca se presenta la ubicación del perfil topográfico mostrado en la parte inferior de la imagen y en línea de trazos roja se indica el lineamiento guacha corral (LGC). Sobre el perfil, la línea de puntos negros se señala el lineamiento.

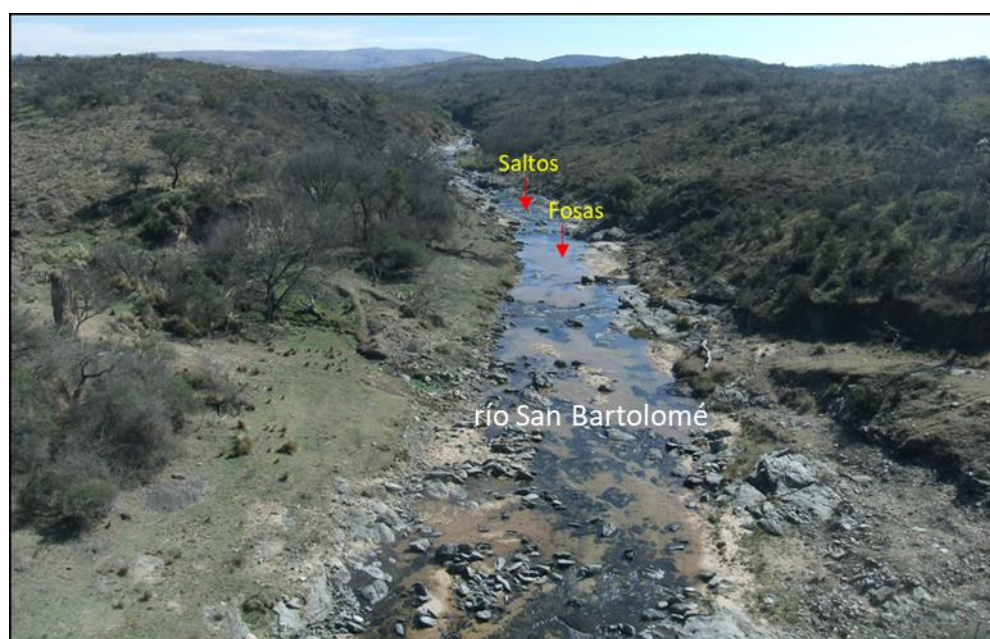


Figura III.39: Vista hacia el NO del relieve metamórfico en el límite con la zona pedemontana, mostrando la típica configuración en saltos y fosas. Fotografía tomada hacia aguas arriba desde el puente sobre el río San Bartolomé, sobre la ruta provincial n°23.

2. Piedemonte Oriental Comechingones

Esta asociación, definida así por Carignano *et al.*, (2014), está constituida por sedimentos cuaternarios, los cuales se han acumulado por procesos aluviales, donde la coalescencia de abanicos dio lugar al desarrollo de una típica bajada. Como consecuencia de períodos climáticos áridos-semiáridos, tuvo lugar la depositación de un manto eólico que cubre los sedimentos aluviales, los cuales en general presentan evidencias de retrabajo hídrico. Finalmente, y en condiciones climáticas más húmedas, se desarrollaron importantes fajas fluviales que surcan esta bajada, como lo es la del río San Bartolomé.

Esta unidad no se encuentra tectónicamente estable, sino que, al igual que las Sierras Pampeanas, se encuentra bajo un régimen compresivo que eleva diferencialmente bloques de basamento.

2. a Bloques periserranos

El relieve ondulado de este sector del piedemonte, está asociado a la presencia de bloques de basamento ubicados a distintas profundidades, cuyo basculamiento ejerce control sobre las redes de drenaje (Fig.III.40). Esta zona tiene una pendiente entre 2 y 7%.

En la Figura III.40 se presenta el mapa morfoestructural de la zona de estudio, en el cual se detecta la presencia de distintos bloques periserranos. En los perfiles topográficos presentados en la misma, se aprecia la diferencia morfológica entre los bloques San Bartolomé y Las Cañitas, y el paso gradual hacia la unidad geomorfológica Ambiente de agradación fluvio-eólica. El primero muestra una pendiente más tendida, con un relieve ondulado en el que los altos estructurales (señalados en el perfil con flechas azules), posiblemente estén siendo controlados por los lineamientos delimitados en la Figura III.33 (de orientación NE-SO), los que presumiblemente sean fallamientos inversos que estén elevando diferencialmente estos bloques. El bloque San Bartolomé descende gradualmente hacia la unidad Ambiente de agradación fluvio-eólica (perfil A-A', Fig.III.41) la cual presenta un relieve más suave, con menores pendientes.

Por su parte, el Bloque Las Cañitas, con una mayor elevación y un relieve menos tendido, presenta un cambio de pendiente abrupto hacia el Ambiente de agradación fluvio-eólica (perfil B, Fig.III.41), esta última con un relieve más suave.

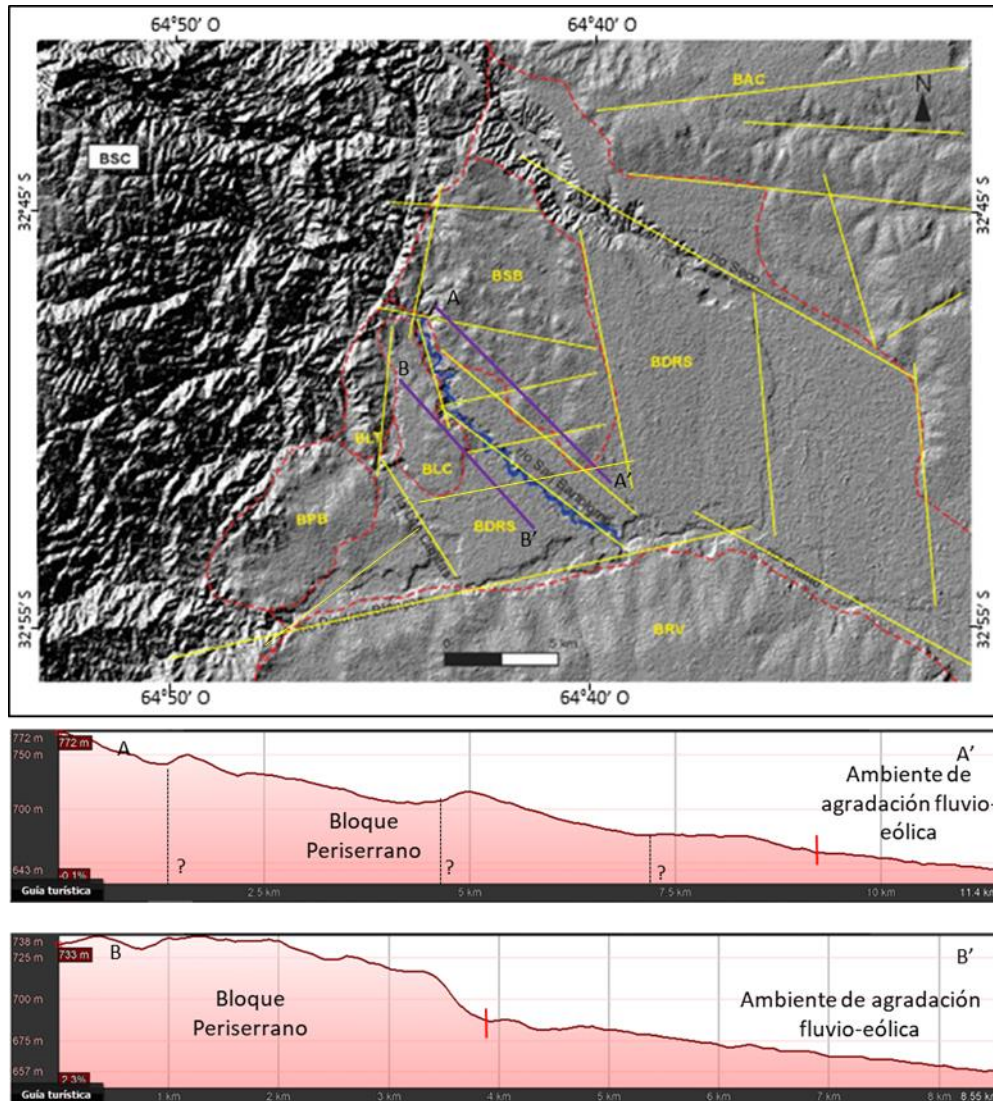


Figura III.41: Mapa morfoestructural mostrando en líneas de color violeta la ubicación de los dos perfiles topográficos (A-A' y B-B') presentados en la parte inferior. En estos se señala con línea roja el límite entre las unidades geomorfológicas Bloques periserranos y Ambiente de agradación fluvio-eólica y con línea de puntos negros los lineamientos. (**BSC**: Bloque Serrano Comechingones, **BSB**: Bloque San Bartolomé, **BLT**: Bloque Las Tapias, **BPB**: Bloque Piedras Blancas, **BLC**: Bloque Las Cañitas, **BRV**: Bloque Rodeo Viejo, **BAC**: Bloque Alpa Corral, **BDRS**: Bloque Deprimido del río Seco)

Dentro de esta unidad se encuentra un tributario del río San Bartolomé, que ha incidido parte del bloque del mismo nombre (Fig. III.34) y este retrabajando materiales aluviales finos, los cuales son aportados al río San Bartolomé (Fig. III.41). Probablemente, éste rasgo puede estar asociado a la desactivación de un antiguo valle fluvial (Fig. III.35).



Figura III.41: Tributario pedemontano del río San Bartolomé. Vista hacia el Norte.

2. b Ambiente de agradación fluvio-eólica:

A medida que aumenta la distancia del frente montañoso, la influencia de los bloques de basamento disminuye por la mayor potencia de sedimentos acumulados, por lo que el relieve ondulado se hace menos notable (Fig.III.40). Esta área constituye una zona de transición entre el ambiente serrano y los relieves típicos de la llanura pampeana, con una pendiente de entre 2 y 3%. El perfil sedimentario N°14 muestra los materiales eólicos típicos de este ambiente (Fig.III.28).

En esta unidad se observa gran cantidad de paleorasgos fluviales asociados con el funcionamiento de los cursos de la zona.

2. c Faja fluvial río San Bartolomé

Esta unidad se ha conformado como resultado de múltiples procesos de incisión, agradación y migración lateral del río San Bartolomé. Presenta un ancho que varía entre los 600 y 1200 m, siendo más angosta en proximidades de la salida serrana y más ancha hacia aguas abajo. Particularmente en el tramo medio presenta su máxima expresión, con mayor desarrollo de la misma sobre la margen derecha del río, y previo a la confluencia con el río Cuarto, su ancho vuelve a disminuir.

En esta unidad se han identificado distintos elementos geomorfológicos que la caracterizan, entre ellos terrazas, cauce y llanura de inundación, los cuales se describen a continuación:

i. Terrazas:

Se han podido identificar dos niveles de terraza a lo largo del tramo de estudio, cuya expresión se hace más importante hacia aguas abajo. Se observa que las mismas no son simétricas, producto de los procesos de migración lateral que han tenido lugar a lo largo de su formación.

Dentro de los niveles de terraza se han identificado varios paleocanales (Fig.III.36), entre ellos dos meandros abandonados (Fig.III.42). Probablemente el de la Figura III.42.A, haya sido desactivado por procesos de estrangulamiento, y el de la Figura III.42.B por acortamiento entre espiras. A través del análisis de fotografías aéreas se pudo observar que, para el año 1970 el meandro de la Figura III.44.B aún seguía en funcionamiento, y para 1989 ya se encontraba abandonado. Además, en el tramo medio del río San Bartolomé, sector donde la faja fluvial es más ancha, se han detectado un conjunto de paleocanales, a una cota más elevada, desconectada del régimen hidrológico actual. Estos paleocanales presentan características diferentes a las del canal actual, son angostos (ancho del orden de 10 m) y con una mayor sinuosidad (Fig.III.45), lo que hace presumir un régimen hidrológico y de transporte diferente al actual.



Figura III.42: Meandros abandonados por: A) proceso de estrangulamiento y B) acortamiento entre espiras, reconocidos en la faja fluvial del río San Bartolomé.



Figura III.43: Paleocanales reconocidos en la faja fluvial en el tramo medio del río San Bartolomé.

Un kilómetro aguas abajo, se reconoció otro paleocanal (Figs.III.36 y III.44) con características geométricas (ancho y sinuosidad) similares al canal actual, de aproximadamente 50 m de ancho y 1.80 m de profundidad (Fig.III.47). Se realizó un análisis granulométrico del material que ha transportado el río durante su posición en este sitio, en el cual se observó un predominio del tamaño arena media-muy gruesa (53%), y un 36% de sábulo-grava fina, siendo muy similar a la granulometría transportada actualmente por el río (ver anexo 1, muestra P4). La presencia de materiales finos está asociada a una pequeña capa de sedimentos actuales depositados sobre el paleocanal, producto del lavado de las laderas (Fig.III.46).



Figura III.44: Paleocanal reconocido en la faja fluvial del río San Bartolomé, de características similares (ancho y sinuosidad) al canal actual. La cruz de color rojo indica el lugar donde se tomó la fotografía de la Fig.III.45.



Figura III.45: Vista hacia el O del paleocanal de la Figura III.44 desde aguas abajo. La línea de trazos indica la sección transversal del paleocanal.

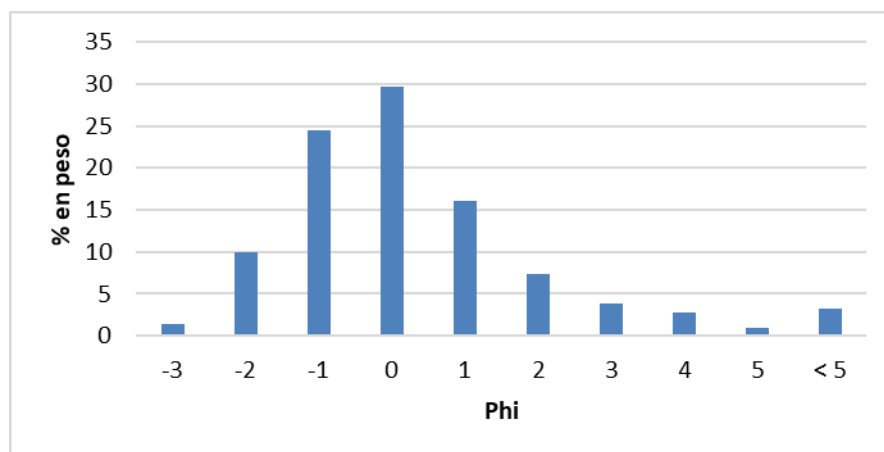


Figura III.46: Distribución granulométrica de la muestra de sedimentos del paleocanal de la Figura III.44.

Además, en algunos sectores de los bordes de terrazas se han desarrollado cárcavas como consecuencia de procesos de erosión hídrica, como las que se muestran en la Figura III.47, ubicadas en proximidades de la confluencia con el río Piedras Blancas. Estas tienen una longitud de entre 150 y 240 m, y una profundidad de aproximadamente 2 m.



Figura III.47: Cárcavas en los bordes de terrazas, en la zona cercana a la confluencia con el río Piedras Blancas.

ii. Cauce:

Presenta una gran variación en su ancho y patrón a lo largo de todo el tramo pedemontano. Próximo a la salida serrana los valores de ancho promedio son del orden de 15 m, característica que aumenta aguas abajo alcanzando un valor medio de 60 m en algunas secciones. Previo a la confluencia con el río Cuarto, el cauce vuelve a tener valores de ancho del orden de los 20 m.

El canal posee un diseño en planta variable, característica que será abordada con mayor detalle en el capítulo siguiente (Fig. III.48). Se ha observado el desarrollo de barras, importantes acumulaciones de arena, algunas con cantos rodados, que llegan a tener alrededor de 20-30 cm de altura (Fig.III.49). En el tramo próximo a la salida serrana las barras están compuestas por cantos rodados mostrando una configuración típica de saltos y fosas. Aguas abajo, disminuye el tamaño de grano de sus materiales, siendo gravo-arenosas, y conformando barras tanto longitudinales y laterales en espolón, estas últimas asociadas a canales más sinuosos.

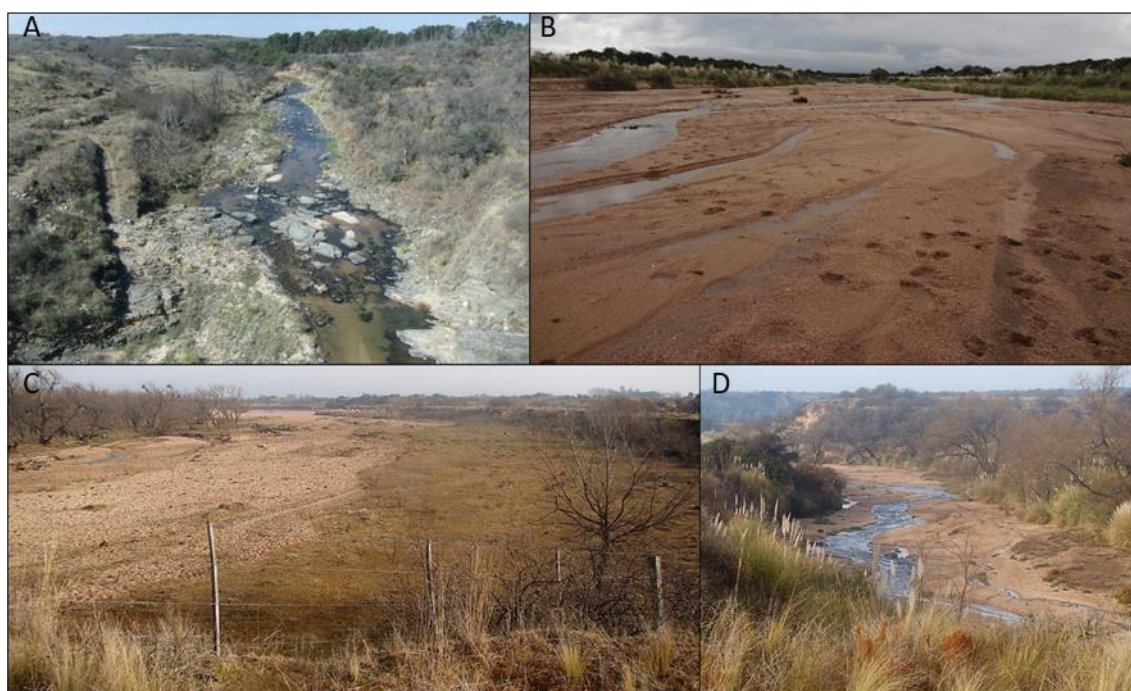


Figura III.48: Vista del cauce en distintos segmentos el río San Bartolomé. A) Zona serrana, B y C) Tramo medio, D) Próximo a la confluencia con el río Cuarto.



Figura III.49: Fotografías de distintas zonas del tramo pedemontano mostrando la altura de las barras en el cauce del río San Bartolomé (20-30 cm).

iii. Paleofaja fluvial

Se ha podido discernir un nivel de paleo-faja fluvial en el tramo inferior del río a ambos márgenes del mismo (Fig.III.36). Ésta se encuentra a una cota más elevada que la faja fluvial actual (Fig.III.50) y, por su morfología, evidencia un antiguo diseño de canal meandriforme. En esta unidad no se reconocieron paleorasgos fluviales ya que se encuentran obliterados por la cubierta loésica (Fig.III.51).

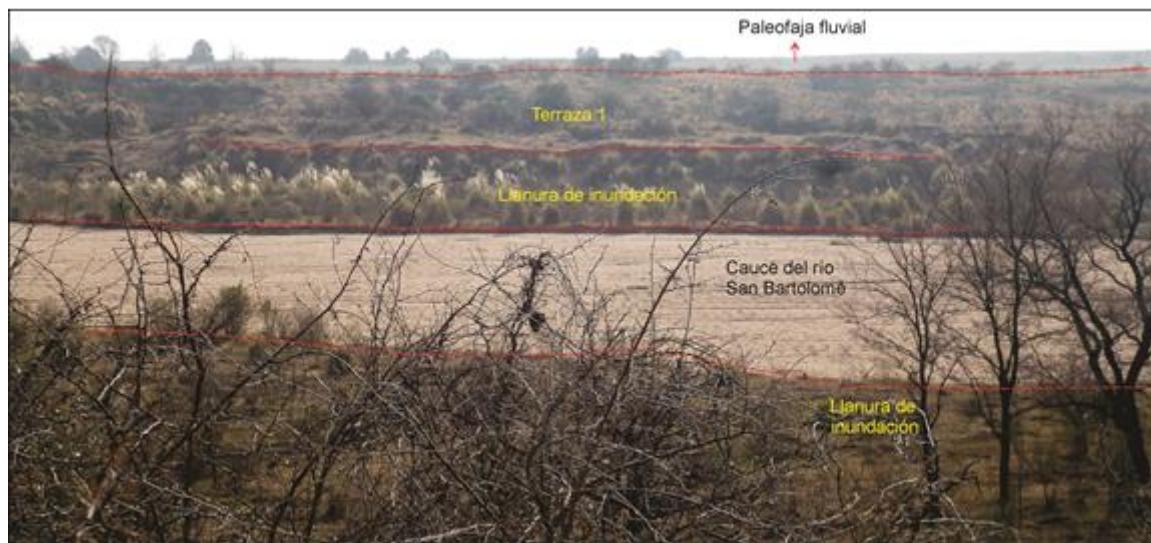


Figura III.50: Vista desde la margen derecha del río San Bartolomé, donde mostrando las distintas unidades geomorfológicas observadas en el tramo inferior, al fondo y a mayor cota se ubica la paleofaja fluvial.



Figura III.51: Vista en planta de la paleofaja fluvial que se muestra en el Fig.III.50, próximo a la confluencia con el río Cuarto, a partir de aerofotografía aérea de 1989.

iv. Llanura de inundación:

En campo, se las ha podido identificar a través de marcas de crecida. Esta subunidad aumenta su representación areal hacia aguas abajo, se presenta de manera discontinua, especialmente en el tramo medio e inferior, su altura respecto al cauce varía entre 40 y 90 cm (Fig.III.52).

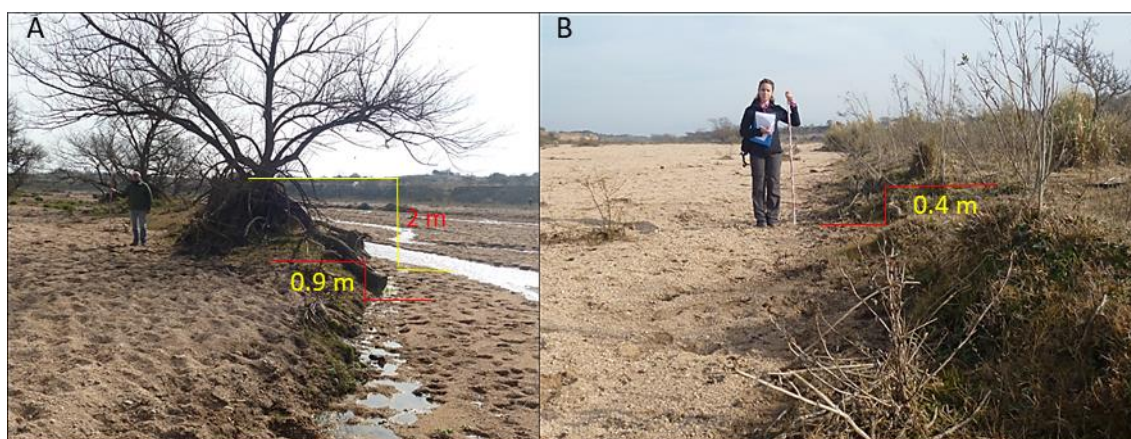


Figura III.52: Vistas del cauce y la llanura de inundación en el tramo inferior del río San Bartolomé. A) Altura de la llanura de inundación y marca de crecida sobre la margen derecha del río, B) Altura de la llanura de inundación sobre la margen izquierda del río.

III.5 HIDROLOGIA SUPERFICIAL

La cuenca del río San Bartolomé es una de las subcuencas del río Cuarto, drena un área de 137 km² sobre la vertiente oriental de la sierra de Comechingones y presenta una forma alargada, con una orientación O-E en la zona serrana, aproximadamente N-S en el contacto serranía-piedemonte y NO-SE en el ambiente pedemontano. Es una cuenca de orden 5 (Fig. III.53).

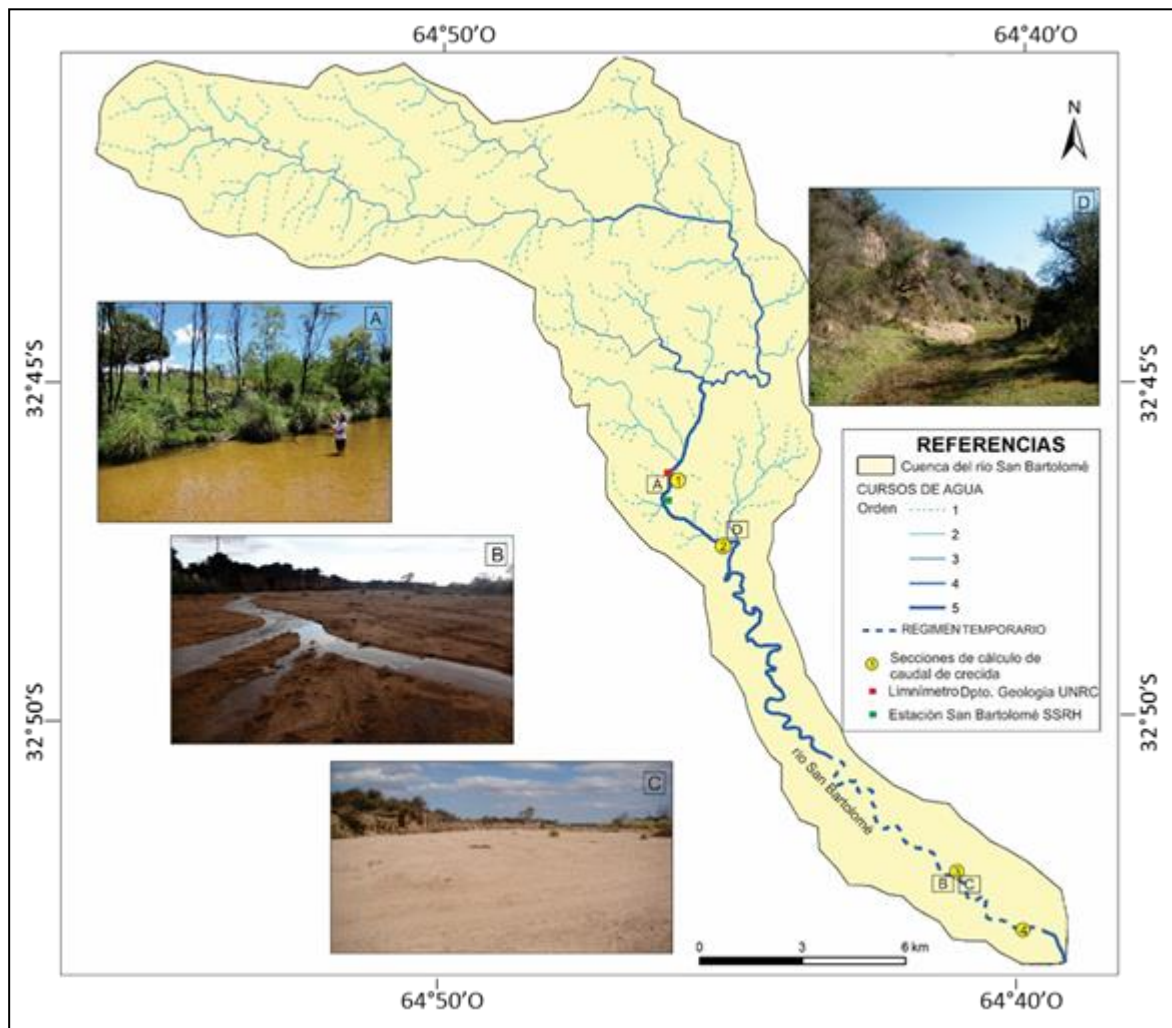


Figura III.53: Mapa hidrográfico de la cuenca del río San Bartolomé. Se muestran fotografías de distintas zonas de la sección en estudio.

III.5.1 Hidrografía

Aproximadamente el 70% de la cuenca del río San Bartolomé se desarrolla en el sector serrano, en donde los cursos alcanzan el orden 4. El diseño de la red de drenaje es angular-rectangular, controlado por las estructuras y los cursos de órdenes menores muestran un diseño dendrítico.

Ya con orden 5, el río San Bartolomé drena, en su tramo superior, la unidad 'Relieve metamórfico' y, principalmente, a la asociación geomorfológica 'Piedemonte

oriental Comechingones', recorriendo 16 km. En esta última, el curso tiene un régimen permanente, a excepción de su tramo medio, donde es temporario (Fig. III.53 B y C).

En el ingreso al segmento pedemontano recibe un único afluente desde el Norte (Fig. III.53.D)

III.5.2 Hidrometría

En este apartado se presenta información hidrométrica del río San Bartolomé.

Se cuenta con datos de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SSRH), obtenidos a partir de una estación de aforo ubicada en cercanías al poblado de San Bartolomé (Fig. III.53), en donde se han registrado medidas de caudal entre los años 1942 y 1981. Se encuentran disponibles sólo los caudales medios mensuales y los caudales medios diarios máximos y mínimos para cada año de la serie.

Por otra parte, se dispone de datos obtenidos a partir de una estación limnimétrica instalada en este curso por el Departamento de Geología de la UNRC (Fig. III.53.A), la cual registra niveles de agua desde el 29 de diciembre del 2014, mediante un limnómetro que posee un sensor de presión. Este se encuentra aproximadamente 4 km aguas abajo del poblado de San Bartolomé, sobre la margen derecha del río.

Además, existen datos de caudales instantáneos obtenidos de la red de aforos del Departamento de Geología de la UNRC.

III.5.2.1 Análisis de Caudales

La Figura III.54 muestra el caudal medio mensual, tomado de los datos de caudales obtenidos de SSRH para la estación San Bartolomé y las precipitaciones medias mensuales para el periodo de registro de la SSRH de la estación Las Tapias (Fig.IV.50), en el que el módulo es $1.67 \text{ m}^3/\text{s}$. Puede observarse la correlación normal entre los caudales más importantes se dan en aquellos meses en los que las precipitaciones son mayores, y viceversa. Así las precipitaciones como el caudal aumentan desde septiembre hasta marzo, y comienzan a disminuir desde abril hasta agosto.

Por su parte, las mediciones de caudales instantáneos fueron registradas, en su mayoría, en la sección en la que está ubicada la estación limnimétrica (Fig.III.54). Se cuenta también con una medición de caudal 5 km aguas abajo del puente ubicado sobre la RP n° 23 (Tabla III.2).

Para determinar la velocidad de la corriente se utilizó un micromolineté hidrométrico marca OTT y se empleó el método de la sección media para el cálculo del

área de paso. En algunas ocasiones, por inconvenientes técnicos debió utilizarse el método del flotador para determinar velocidad.

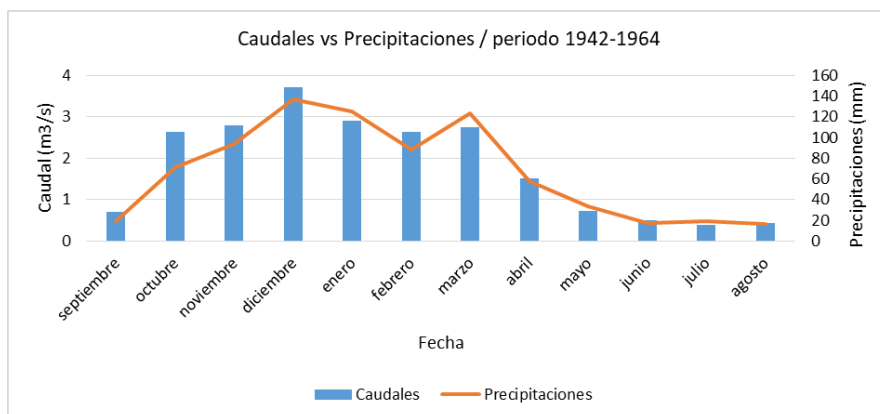


Figura III.54: Caudal y precipitaciones medias mensuales para el periodo 01/09/1942 – 01/12/1964.

Fecha	Ancho (m)	Profundidad media (m)	Velocidad (m/s)	Área (m²)	Caudal(m³/s)
29/12/2014	3	0.19	1	1.77	1.77
13/02/2015	-	-	0.99	2.96	2.93
30/03/2015	7	0.32	1.08	3.38	3.64
13/02/2016	10	0.43	0.99	5.62	5.59
04/03/2016	11.8	0.30	0.61	5.29	3.26
16/04/2016	11.4	0.50	1.03	9.03	9.34
07/07/2016	0.26	8.8	0.34	2.28	0.99
16/11/2016	8	0.28	0.37	2.2	0.81
29/03/2017	10	0.39	0.43	3.92	1.67
18/05/2017	8.8	0.21	0.45	1.46	0.66
27/07/2017*	6.7	0.15	0.59	1.01	0.59

Tabla III.2: Aforos instantáneos realizados en el río San Bartolomé. Los datos de ancho y profundidad de la sección son valores promedios. (* dato medido 5 km aguas abajo de la estación limnimétrica).

Cabe aclarar que el valor de caudal resaltado en amarillo (9.34 m³/s, Tabla III.2) es un valor anómalo para ese período del año. Esto puede deberse a que la medición de velocidad de la corriente fue realizada mediante el método del flotador.

Se puede observar que los caudales para el periodo otoño-invierno en general muestran valores del orden de 0,6 a 1 m³/s, mientras que los correspondientes a los meses de primavera-verano son mayores, del orden de 1,7 a 5,59 m³/s.

III.5.2.2 Estimación de caudales de crecida

En base a marcas de crecidas relevadas en distintas secciones del tramo de estudio (Fig. III.53.A), se determinó el área de paso, mediante un relevamiento topográfico de detalle de la sección transversal, por otro lado la velocidad del agua se calculó a través de la ecuación de Manning, y con ello se estimaron caudales de crecidas para dichas secciones.

La ecuación de velocidad de Manning tiene un término empírico "n", denominado coeficiente de rugosidad, que expresa la fricción de la corriente con el contorno del canal, así se puede calcular la velocidad de flujo de agua que pasa por una sección conocida. Para ello se aplica la siguiente formula:

$$V = (1/n) \times R^{2/3} \times S^{1/2}$$

En donde "n" contempla distintos aspectos como rugosidad de los sedimentos y formas del lecho, vegetación, obstrucciones, morfología del canal, etc. Este coeficiente fue determinado mediante tablas disponibles en la bibliografía, en las cuales se le ha sido asignado un valor de n según las diferentes secciones. El valor R, es el radio hidráulico de la sección, el cual se obtiene dividiendo el área de la sección (A) por el perímetro de la misma (P), y S la pendiente del fondo del canal.

Una vez calculada la velocidad y reemplazándola en la fórmula de caudal ($Q = A \times V$, donde Q es el caudal, A el área de paso y V la velocidad del agua) se obtuvo el caudal de crecida correspondiente.

En la Tabla III.3 se presentan los datos calculados, donde los caudales estimados son del orden de 35 – 125 m³/s.

Sección	Área parcial	A (m ²)	P (m)	R (m)	S	n	V de Manning (m/s)	Q Parcial (m ³ /s)	Q medio estimado (m ³ /s)
1	1	7.67	19.46	0.39	0.001	0.06	0.28	2.17	35.57
	2	26.64	30.02	0.89	0.001	0.035	0.83	22.23	
	3	25.94	46.19	0.56	0.001	0.05	0.43	11.17	
2	1	11.88	16.85	0.71	0.004	0.07	0.72	8.50	41.11
	2	24.17	30.79	0.78	0.004	0.06	0.90	21.68	
	3	12.85	14.08	0.91	0.004	0.07	0.85	10.92	
3	1	1.69	11.93	0.14	0.006	0.07	0.30	0.51	73.53
	2	80.19	135.73	0.59	0.006	0.06	0.91	72.89	
	3	0.46	3.53	0.13	0.006	0.07	0.28	0.13	
4	1	17.18	73.75	0.23	0.011	0.07	0.57	9.75	126.31
	2	85.37	124.97	0.68	0.011	0.07	1.16	99.21	
	3	30.44	106.16	0.29	0.011	0.08	0.57	17.35	

Tabla III.3: Caudales de crecida para el río San Bartolomé estimados a través de la ecuación de la velocidad de Manning. La ubicación de las cuatro secciones se indica en la Figura III.53.

III.5.2.3 Análisis de niveles hidrométricos

En las Figuras III.55 a III.61 se presentan limnigramas elaborados a partir del registro del limnómetro de la UNRC. Las lecturas se registran cada 15 minutos, 30 minutos y 1 hora según correspondan o no al período de lluvias. Así para los meses más lluviosos se realizan registros más frecuentes y para aquellos de menores precipitaciones, lecturas más espaciadas.

En la Figura III.55 se presenta el limnigrama que abarca desde fines de diciembre del 2014 a junio del 2015. La mayoría de los picos de crecida ocurrieron entre febrero y marzo, y a partir del mes de abril comienza a disminuir la altura de la lámina de agua, la cual se mantiene constante, en el orden de 0,90-0,80 m, hasta el final del periodo.

Por su parte, la Figura III.56 muestra el registro entre los meses de julio y noviembre del 2015, con una interrupción del mismo entre los días 26/06 y 08/07. Aquí se observa que hasta el mes de septiembre la altura del pelo de agua se mantiene constante, alrededor de 0,90 m, y luego comienza a disminuir hasta fines del mes de octubre, a partir de donde comienzan a registrarse picos de crecida, alcanzando un máximo de 1,8 m.

El limnigrama de la Figura III.57 contiene un registro entre los días 03/11/2015 y 15/12/2015. Se puede observar un aumento de la altura de la lámina de agua en comparación a la serie anterior (se mantiene entre 0,90 y 1 m) y varios picos de crecida, la mayoría entre los 1,6 y 2,1 m.

En la Figura III.58, se observa un registro entre mediados de diciembre del 2015 e inicios de marzo del 2016, donde la altura hidrométrica se mantiene en 0,90-1,0 m al igual que los meses previos. Este gráfico también muestra varios picos de crecidas superiores a los 1,50 m, con un máximo de 3 m correspondiente al 06/01/2016.

En los meses de marzo y abril, donde las precipitaciones comienzan a disminuir, se obtuvo un limnigrama con registros cada 15 minutos (Fig.III.59) el cual muestra un pico máximo de crecida de 2.5 m y varios picos de menor envergadura que no superan los 1.5 m. Las alturas son constantes entre 1 y 1.5 m.

Por su parte, en la Figura III.60 se muestra un limnigrama con datos desde mediados de abril a septiembre del 2016. Aquí se puede observar una disminución de la altura del pelo de agua hacia valores de 0.80 m al final del periodo, coincidente con el ciclo más seco del área, en donde los dos picos mayores se encuentran al comienzo de la serie con alturas alrededor de los 1.2 m.

Finalmente, el limnigrama de la Figura III.61 contiene el registro desde octubre del 2016 a mayo del 2017. Se registran varios picos entre 1,4 y 1,7 m, destacándose

dos máximos de alrededor de 2 m de altura correspondientes al 29/11/2016 y 29/04/2017.

Si se comparan estos datos de alturas hidrométricas con los de precipitaciones tratados en el apartado anterior (III.1), se encuentra una clara correlación entre ellos. En los meses más húmedos (octubre a marzo), se observa un aumento en la altura del pelo de agua, y en los meses más secos, donde las precipitaciones son menores, la altura hidrométrica disminuye notablemente.

El análisis de limnigramas de crecidas registrados en el río San Bartolomé (Fig. III.62) permite observar que estos no siempre se comportan del mismo modo. En algunos casos, el tiempo transcurrido entre la lectura del nivel de agua para el caudal de base y el nivel para el caudal pico es entre 30 minutos y 1 hora, mientras que en otros casos, el tiempo es mayor como los que se observan en la Figura III.62 A y D, siendo 2:30 horas y 3:45 hs respectivamente. La máxima altura registrada desde la instalación del limnómetro fue de 4.37 m (25/02/2015), donde alcanzó el máximo nivel en 30 minutos.

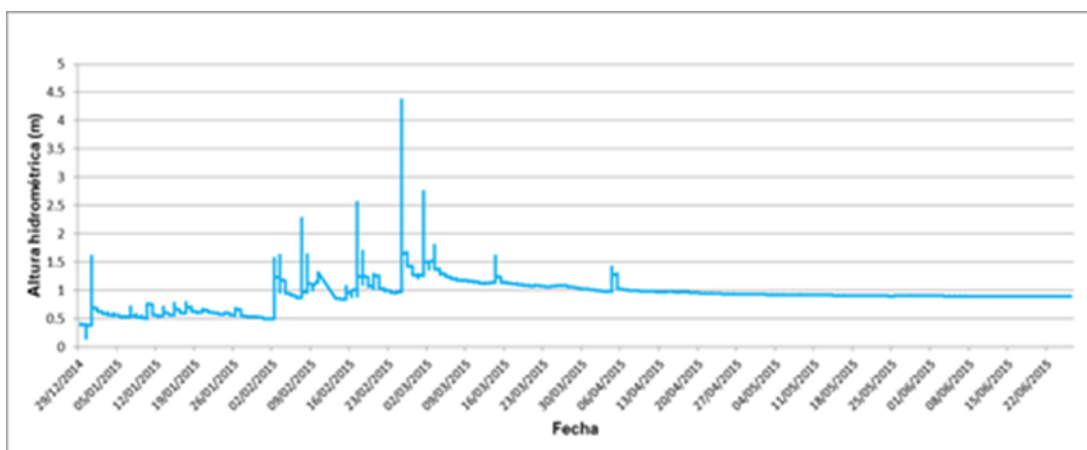


Figura III.55: Variación de niveles del río San Bartolomé. 29 diciembre 2014 – 26 junio 2015 (datos cada 15 minutos).

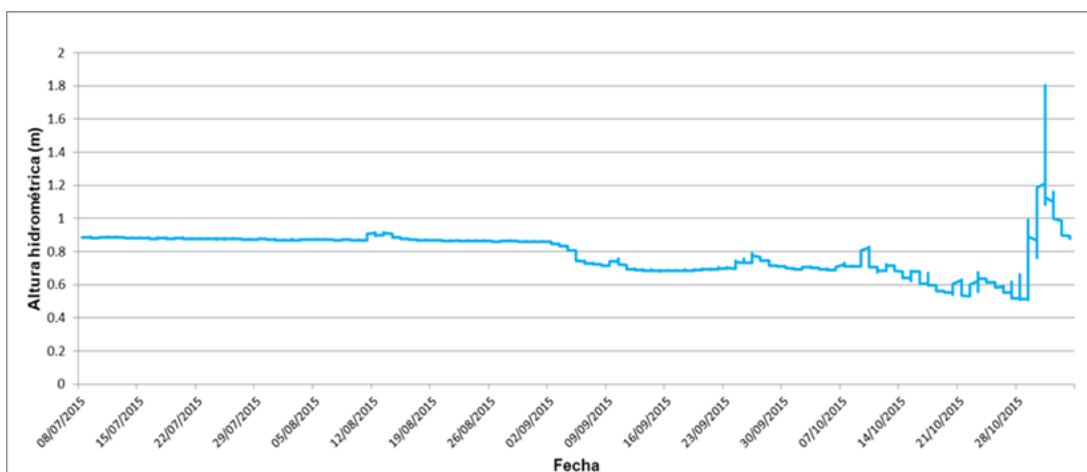


Figura III.56: Variación de niveles del río San Bartolomé. 8 julio – 3 noviembre 2015 (datos cada 1 hora).

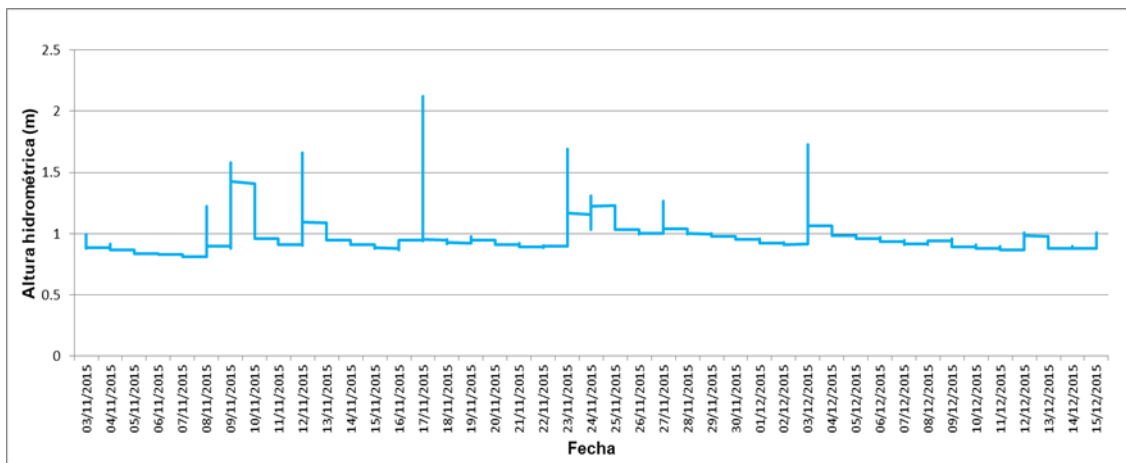


Figura III.57: Variación de niveles del río San Bartolomé. 3 noviembre – 15 diciembre 2015 (datos cada 15 minutos).

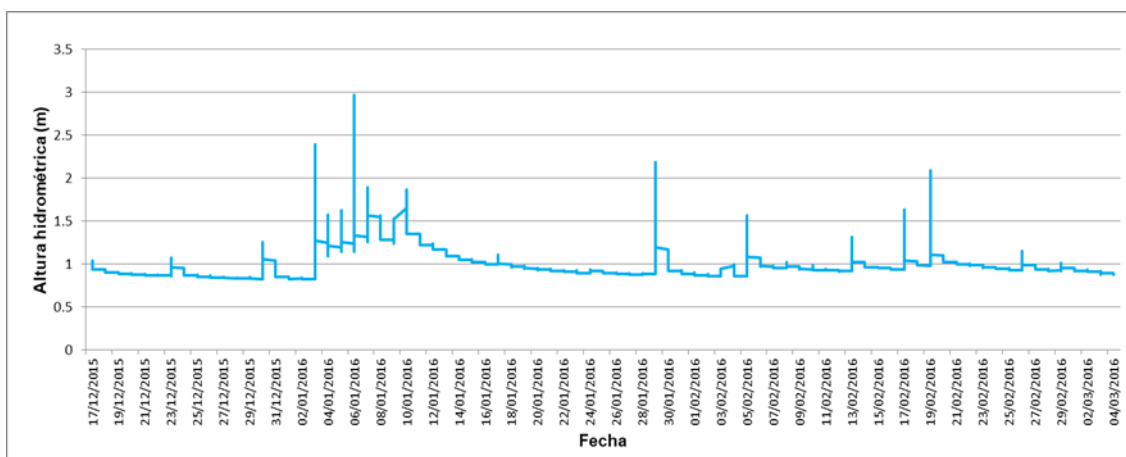


Figura III.58: Variación de niveles del río San Bartolomé. 17 diciembre 2015 – 4 marzo 2016 (datos cada 30 minutos).

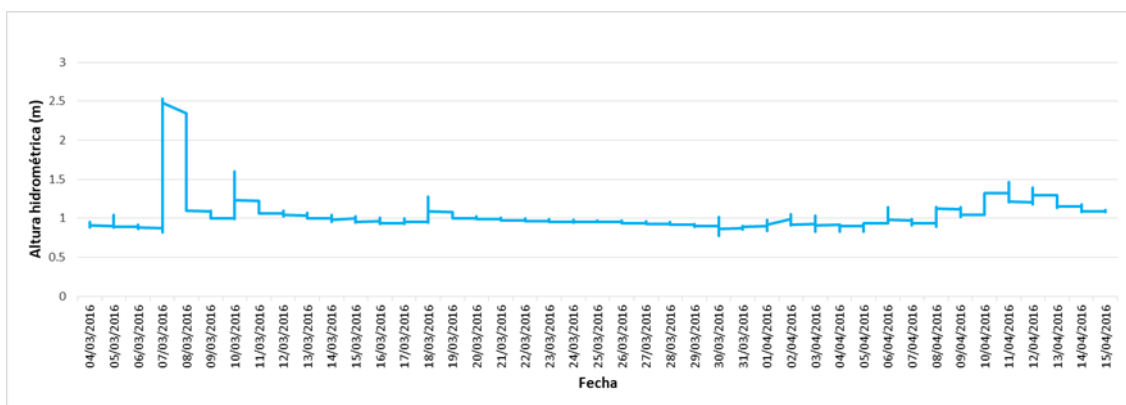


Figura III.59: Variación de niveles del río San Bartolomé. 4 marzo – 15 abril 2016 (datos cada 15 min).

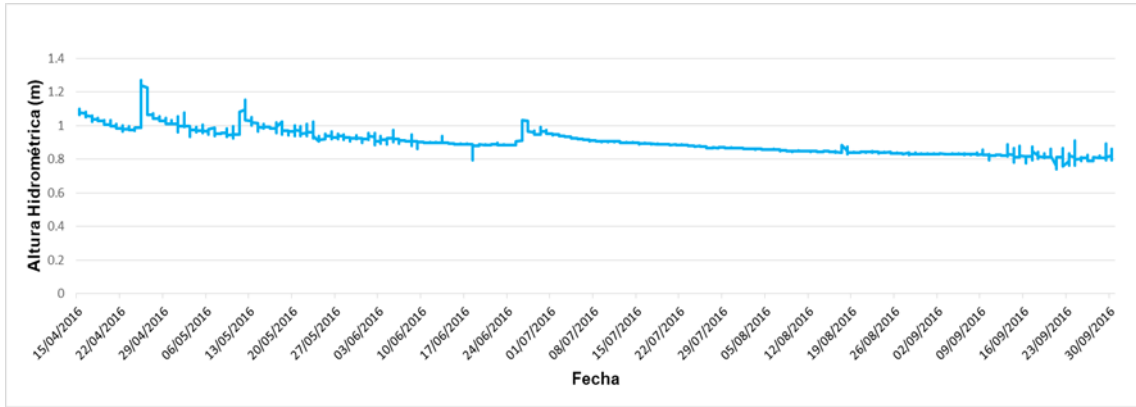


Figura III.60: Variación de niveles del río San Bartolomé. 15 abril – 30 septiembre 2016 (datos cada 30 minutos).

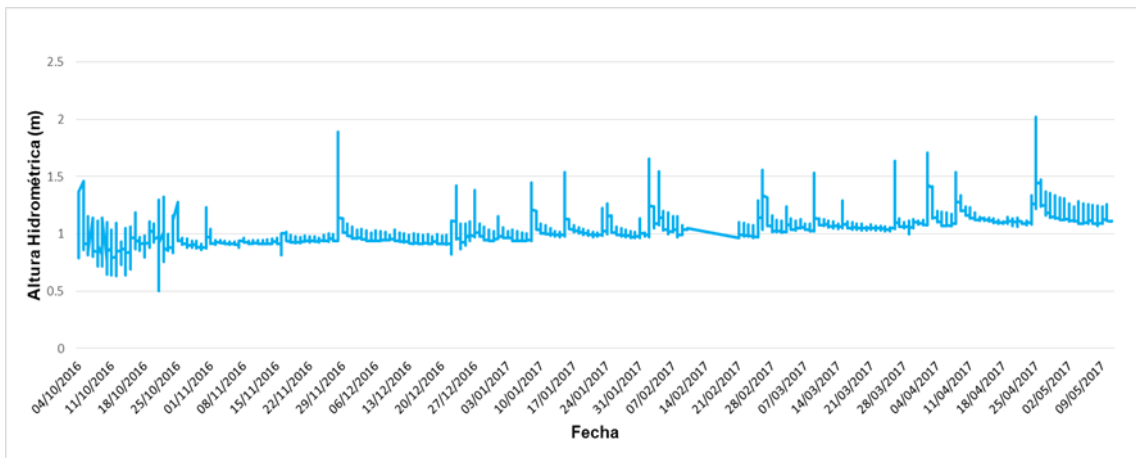


Figura III.61: Variación de niveles del río San Bartolomé. 4 octubre 2016 – 11 mayo 2017 (datos cada 15 minutos)

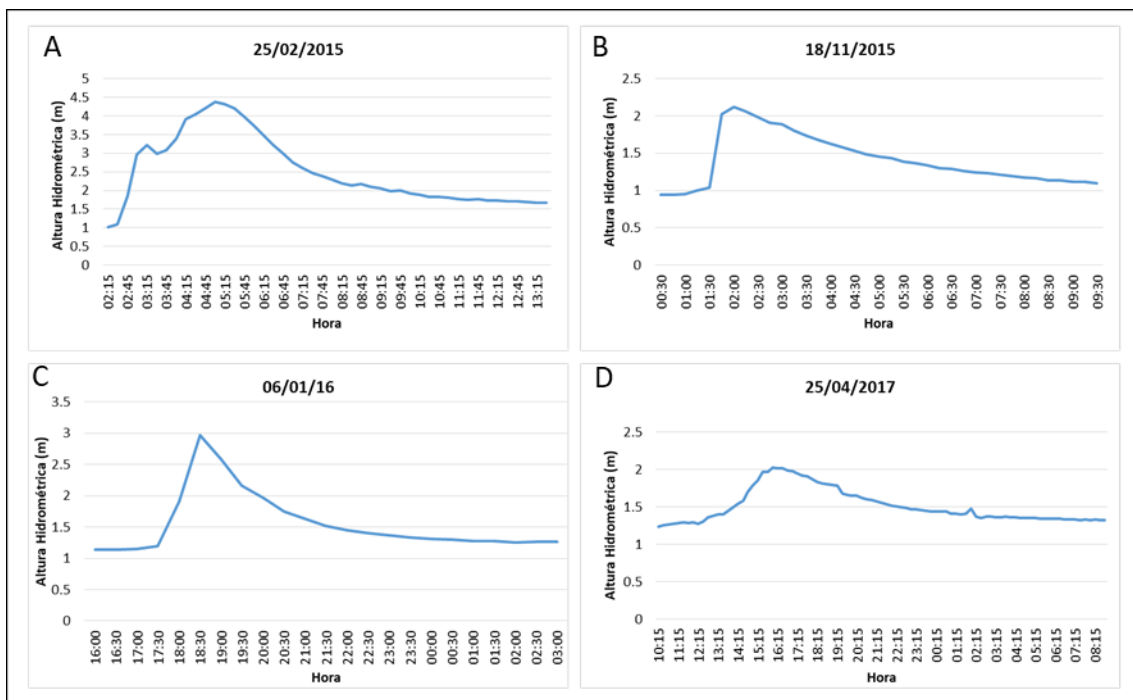


Figura III.62: Detalle de algunos limnigramas registrados en el limnómetro del río San Bartolomé.

III.5.2.4 Relación entre los datos hidrométricos y pluviometría

A partir de la información disponible del pluviómetro de la estación Las Tapias (SSRH, Fig.III.1) y de los niveles hidrométricos del río San Bartolomé, se efectuó un análisis comparativo en el comportamiento de ambas variables. La información de niveles fue llevada a sólo un dato diario, construyendo los gráficos presentados en las Figuras III.63 y III.64.

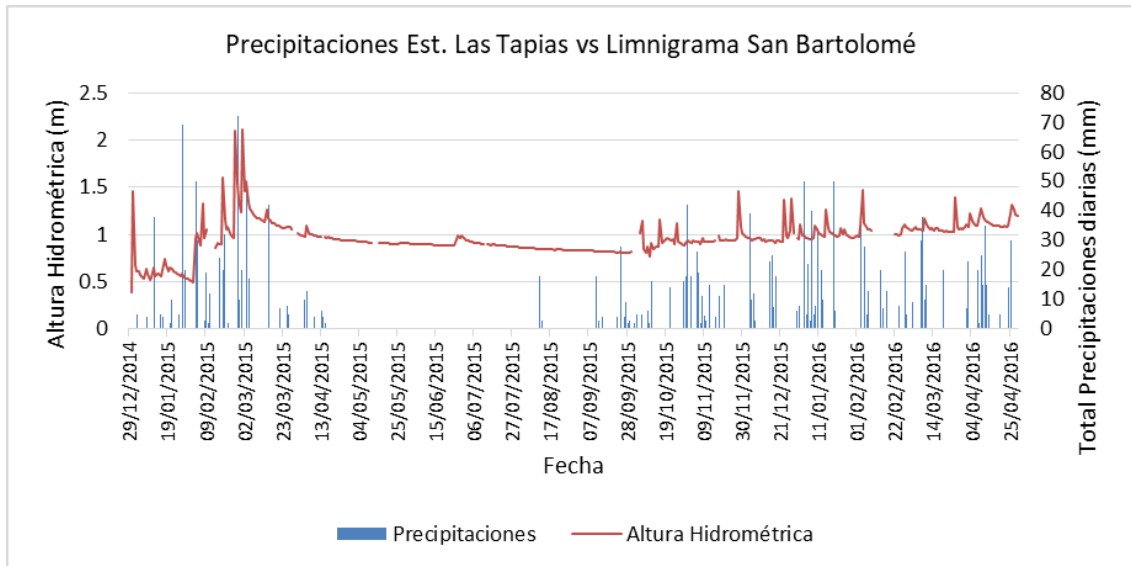


Figura III.63: Comparación de los totales de precipitación diaria de la estación Las Tapias y los niveles hidrométricos del río San Bartolomé. Periodo 29/12/2014-29/04/2016

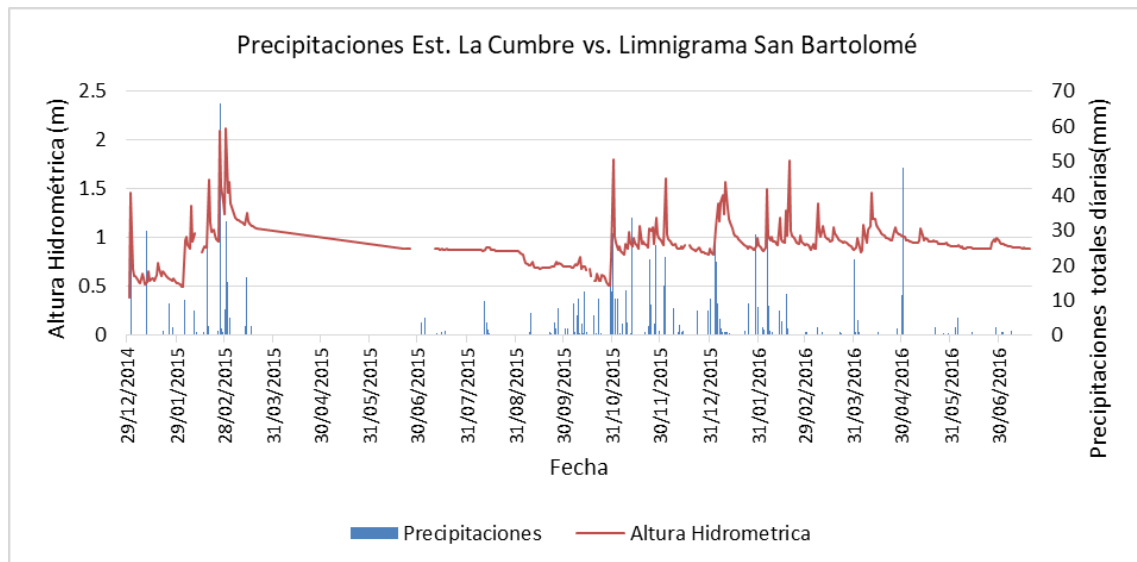


Figura III.64: Comparación de los totales de precipitación diaria de la estación La Cumbre y los niveles hidrométricos del río San Bartolomé. Periodo 29/12/2014-20/07/2016

En la primera se puede observar, a pesar de ser un registro corto (desde 29/12/2014 a 29/04/2016), los dos ciclos anuales, correspondientes a los meses más lluviosos (septiembre-abril) y a los más secos (mayo-agosto).

Respecto a las precipitaciones diarias máximas, en casi la totalidad de la serie han sido inferiores a 50 mm. Se destacan precipitaciones registradas el 27/01/2015 y 26/02/2015 que alcanzaron los 69 y 72 mm diarios respectivamente, a las cuales se asocian las máximas alturas hidrométricas para este periodo.

En general, la altura limnimétrica se mantiene constante entre 0.15 y 0.8 m durante el periodo seco, aumentado a 1 m durante el periodo húmedo, con la presencia de picos de crecida en los eventos de precipitaciones mayores.

Se ha procesado del mismo modo la información obtenida de la estación La Cumbre, la cual representa la cuenca alta del río Las Cañitas, y puede asumirse similar a la del río San Bartolomé dada su proximidad (Fig. III.64). Si bien en general se observa una correspondencia entre los picos de crecida y las precipitaciones previas en la cuenca alta, en varios eventos de crecida no es tan clara dicha relación con las lluvias, por lo que se interpreta que para esos eventos las precipitaciones no fueron similares en las cuencas de los ríos Las Cañitas y San Bartolomé, o bien que las lluvias podrían ocurrir en una posición más baja en el sector serrano, no registrándose en la estación La Cumbre.

III.5.3 Curva altura-caudal

Se ha construido una curva de altura-caudal aproximada (Fig. III.65) a partir de los niveles de agua registrados en la estación limnimétrica, los caudales instantáneos aforados y los caudales de crecida estimados.

Se puede observar que, especialmente para caudales mayores a aproximadamente 50 m³/s la curva de ajuste subestima los valores altos de caudal y sobrestima los bajos, probablemente como consecuencia de la poca cantidad de datos contemplados.

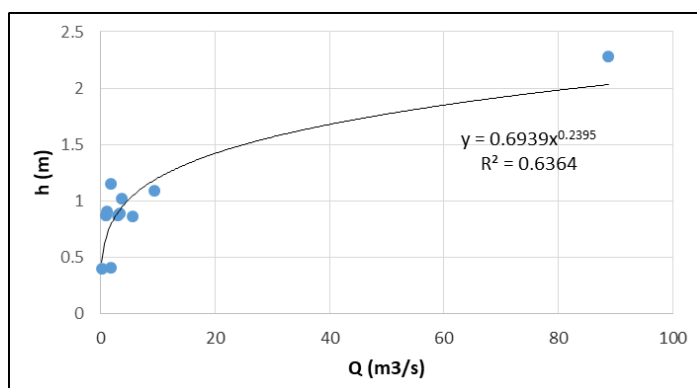


Figura III.65: Curva Altura hidrométrica vs. Caudal para el río San Bartolomé, en la sección donde se encuentra instalado el limnómetro.

CAPITULO IV
CARACTERIZACION MORFOLOGICA Y DE LA
CARGA DEL CANAL

IV. CARACTERIZACION MORFOLOGICA Y LA DE CARGA DEL CANAL

En este apartado se presenta el análisis morfológico del canal, lo que incluye una caracterización del diseño en planta, perfiles longitudinales y secciones transversales del tramo en estudio.

Se analiza además la carga que transporta este curso, tanto la de fondo, como en suspensión.

IV.1 METODOLOGIA

Mediante el análisis de fotografías aéreas de escalas 1:20.000 (año 1970) y 1:60.000 (año 1989), e imágenes satelitales obtenidas del programa Google Earth, se diferenciaron distintos segmentos del río San Bartolomé de acuerdo a cambios en la sinuosidad y el ancho del canal.

Para calcular el índice de sinuosidad (Is) se utilizó la metodología de Leopold y Wolman (1960), quienes obtienen valores de índice de sinuosidad dividiendo la longitud del *talweg* por la longitud del valle. Definiendo un Is menor a 1.3 como un río sinuoso, y mayor a este valor como uno meándrico.

Por su parte, el ancho de canal ha sido medido en el punto de inflexión entre meandros se midió el ancho de canal lleno (ver anexo 2), asociado con la descarga efectiva, considerada geomorfológicamente significativa o formativa de la morfología del canal (Leopold *et al.*, 1964). Posteriormente se realizó un análisis estadístico que consistió en el cálculo del desvío estándar (σ) y coeficiente de variación (CV), donde el primero es una medida de dispersión que indica cuánto pueden alejarse los valores respecto al promedio, es por ello que mientras mayor es el desvío estándar mayor es la dispersión de la población y está representada por la fórmula:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum f(x_i - \mu)^2}{N}}$$

El coeficiente de variación por su parte, mide la dispersión relativa de una muestra, ya que toma en cuenta su magnitud, es decir, refleja la cantidad de variabilidad en relación con la media. Su fórmula es la siguiente:

$$CV = \frac{\sigma}{\mu}$$

Para este análisis se obtuvieron 48 mediciones de ancho de canal a partir de los cuales se calculó el promedio y los parámetros estadísticos mencionados, para cada segmento. Estos datos se muestran en la Tabla IV.2.

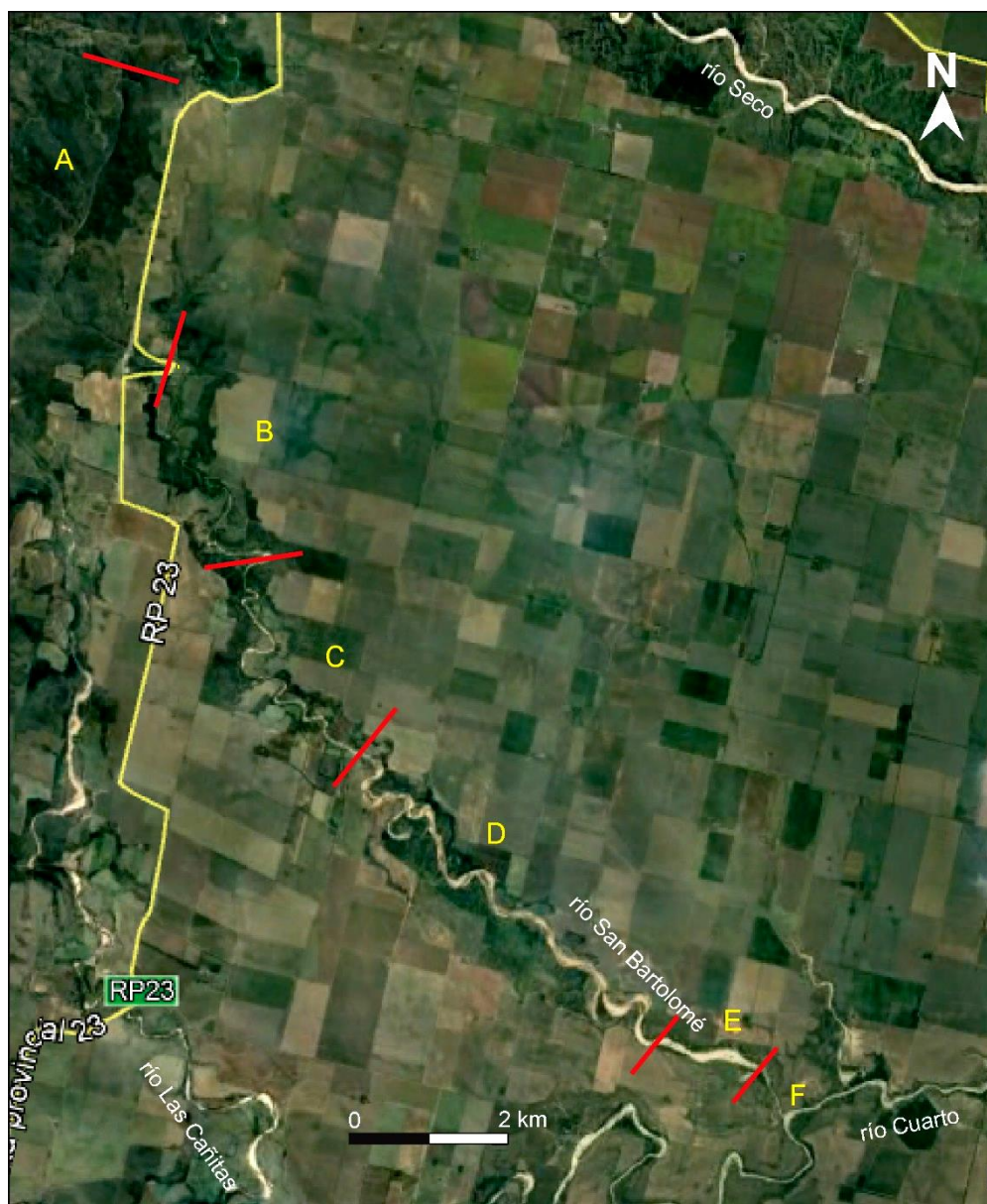


Figura IV.1: Segmentos del río San Bartolomé, delimitados entre líneas de color rojo e identificados con las letras A a F.

Por otro lado, a partir de la medición de la longitud del cauce extraída del sitio Google Earth y las cotas a lo largo del mismo, se elaboró el perfil longitudinal para todo el tramo en estudio.

El trabajo de campo implicó la caracterización y muestreo de los materiales de lecho y márgenes en los distintos segmentos. Además, se realizó un relevamiento topográfico de detalle de secciones transversales y perfiles longitudinales en tramos de interés, utilizando una estación total marca Sokkia SET60.

IV.2 PATRON DE CANAL

El cauce del río San Bartolomé presenta una importante variabilidad morfológica, lo que sugiere cambios en su morfodinámica. En la Figura IV.2 se muestran imágenes satelitales (Google Earth) de los distintos segmentos de canal delimitados, mostrando el diseño en planta que los caracteriza, y documentados por fotografías. En las Tablas IV.1 y IV.2 se muestran los valores calculados del Índice de sinuosidad (I_s) y del ancho de canal de cada tramo, este último con sus correspondientes parámetros estadísticos.

Según las características del sustrato, se puede clasificar el canal en dos tipos. Por un lado, el que atraviesa la zona serrana, caracterizado por presentar un sustrato rocoso, y por otro, el de la zona pedemontana, con sustrato fundamentalmente aluvial.

El primero (segmento **A**), de carácter permanente, recorre el ambiente metamórfico, en donde el canal tiene un diseño en planta recto con un fuerte control litológico y estructural, con orientaciones NE-SO y NO-SE (Fig. IV.2 segmento A, y fotografías 1 y 2.), con la clásica configuración en saltos y ollas. El lecho es principalmente rocoso con pequeños tramos aluviales y presenta barras laterales compuestas por materiales heterométricos, que alcanzan el tamaño sábulo.

Los demás segmentos poseen un lecho aluvial constituido por materiales areno-gravosos.

El segmento **B** es un tramo sinuoso (Tabla IV.1), fuertemente incidido. Es de carácter permanente, y el lecho está compuesto principalmente por materiales gravo-arenosos y, en parte, por materiales fuertemente cementados, comúnmente conocidos como 'toscas' (Fig. IV.2 segmento B, y fotografías 3 y 4). En el tramo aguas arriba de este segmento se encuentran, de manera saltuaria, afloramientos de basamento en el lecho. Aguas abajo, se observan sitios en los que las "toscas" se encuentran formando parte de las márgenes del canal, limitando su migración lateral. También hay barras, principalmente laterales y algunas en espiras (*point bar*).

El segmento **C** (Fig. IV.2 segmento C, y fotografías 5 y 6), también de carácter permanente, presenta un diseño meándrico y un ancho algo mayor que el segmento anterior (Tablas IV.1 y IV.2). Aquí el lecho es netamente aluvial, y hay presencia de barras laterales y, principalmente, en espiras, además de algunas longitudinales.

Por su parte, el segmento **D** (Fig. IV.2 segmento D) presenta un carácter temporario, es decir que la mayor parte del segmento permanece seco y solo tiene flujo bajo condiciones de crecidas. Este comportamiento se observa en la Figura IV.2, segmento D, fotografía 7, tomada en julio de 2017, y fotografía 8 en abril del mismo año. En este segmento, el canal, duplica el ancho promedio y el I_s es de 1.39, siendo altamente sinuoso (Tablas IV.1 y IV.2). En algunos sectores presenta un diseño entrelazado con múltiples canales separados por barras longitudinales.

Aguas abajo, el segmento **E** también de carácter temporario, y ancho similar al segmento anterior (Tabla IV.2), es un tramo recto con un diseño de canal entrelazado (Fig.IV sección E y F, fotografías 9 y 10).

Próximo a la confluencia con el río Cuarto, el tramo más angosto (segmento **F**), vuelve a ser de carácter permanente y presenta un diseño de canal recto. El menor ancho promedio de este segmento (Tabla IV.2), es controlado por los materiales que conforman las márgenes, que son altamente cohesivos, con alto porcentaje de arcillas, lo que limita al curso a migrar.

Segmento	Longitud del Cauce (m)	Longitud del Valle (m)	Índice de Sinuosidad (Is)
A	5515	5515	1
B	1489	1136	1.31
C	6119	4115	1.49
D	668.5	481.0	1.39
E	1885	1791	1.05
F	511	503	1.02

Tabla IV.1: Valores de sinuosidad de canal para cada uno de los segmentos del río San Bartolomé.

	SEGMENTO A	SEGMENTO B	SEGMENTO C	SEGMENTO D	SEGMENTO E	SEGMENTO F	SEGMENTO Total
Ancho Promedio (m)	17.9	15.5	29.5	69.2	69.48	22.5	41.17
Desvío Estándar	4.19	4.22	6.04	26.99	45.74	6.88	30.19
Coef. Variación	0.23	0.27	0.20	0.39	0.66	0.31	0.73

Tabla IV.2: Ancho promedio de canal para cada segmento del río San Bartolomé con sus respectivos estadísticos.

Finalmente, respecto al diseño de la confluencia entre los ríos San Bartolomé y Cuarto, en la Figura IV.3 se muestran fotografías tomadas en distintos meses del año 2017. En ellas se observa el desarrollo de un abanico aluvial formado por lóbulos que progredan sobre el cauce del río Cuarto, durante la recesión de eventos de crecidas. Se observa además en esta figura como el río Cuarto pierde caudal de abril a septiembre.

El abanico formado en esta confluencia es de forma asimétrica con un mayor desarrollo hacia aguas abajo sobre el cauce del río Cuarto. Sobre los materiales areno-gravosos que lo conforman, se deposita una cubierta de sedimentos finos, con alto porcentaje de arcilla suficiente como para formar estructura en grietas de desecación (Fig.IV.4), presumiblemente depositados durante la invasión (*back water*) de una crecida del río Cuarto sobre el San Bartolomé.



Figura IV.2: Imágenes Google Earth con los diseños de canal del río San Bartolomé en los segmentos A a F. La imagen inferior contiene los dos últimos segmentos, el E más ancho y el F más angosto. Y de 1 a 10 vistas oblicuas del canal aguas arriba y abajo, de cada segmento.



Figura IV.3: Vista hacia el SO de la confluencia del río San Bartolomé con el río Cuarto para distintos meses del año 2017.



Figura IV.4: Vista de la confluencia del río San Bartolomé y el río Cuarto. Estructura en grietas de desecación por presencia de materiales finos sobre las barras.

IV.3 PERFIL LONGITUDINAL

Una definición central en el análisis de los sistemas fluviales, es el concepto de "río gradado", de Mackin (1948), definido como: "...un curso que discurre dentro de sedimentos transportados por él y donde las descargas líquidas y sólidas gobiernan: la geometría, los sectores de agradación y degradación, la rugosidad hidráulica del canal, y mantienen una cerrada relación con la pendiente longitudinal, donde los aumentos y disminuciones en la pendiente implican agradación y degradación del canal respectivamente".

Por otra parte el perfil longitudinal de un río es una representación gráfica de las variaciones de altura (cota del lecho) con la distancia aguas abajo del canal, cuya forma puede ser derivada de la ecuación general

$$H = H_0 e^{kL} \text{ (Knighton, 1999), donde:}$$

- | | |
|---|--|
| H: altura del cauce | H₀: altura (datum) a la distancia cero |
| e: logaritmo en base natural | k: valor de concavidad (valor negativo |
| L: distancia del canal aguas abajo | indica el carácter descendente) |

En general, los cursos permanentes presentan un perfil longitudinal cóncavo hacia arriba, explicado por el incremento del caudal y la disminución en la granulometría

de los sedimentos aguas abajo, y con ello del rozamiento del flujo, siendo capaz de transportar la carga de sedimentos sobre pendientes cada vez más bajas. Por su parte, los cursos que desarrollan un perfil longitudinal cóncavo hacia abajo evidencian una disminución del caudal, por lo que pierden capacidad de transporte, caracterizándose por ser cursos en donde predomina la agradación (Ritter *et al.*, 1995).

Al inicio, la altura de los puntos extremos del perfil y su gradiente medio están determinados por la tectónica y otros eventos históricos, pero la forma del perfil longitudinal es sólo parcialmente dependiente de estos controles. Ésta se relaciona estrechamente a las variaciones, aguas abajo, del tamaño del material de lecho y del caudal, ya que estas variables regulan el gradiente del canal (Leopold y Langbein, 1962; Morris y Williams, 1999; Knighton, 1999).

En la Figura IV.5 se presenta el perfil longitudinal de todo el tramo de estudio, a partir de la digitalización del canal y datos de altitud obtenidos de Google Earth, desde su salida serrana hasta su desembocadura en el río Cuarto.

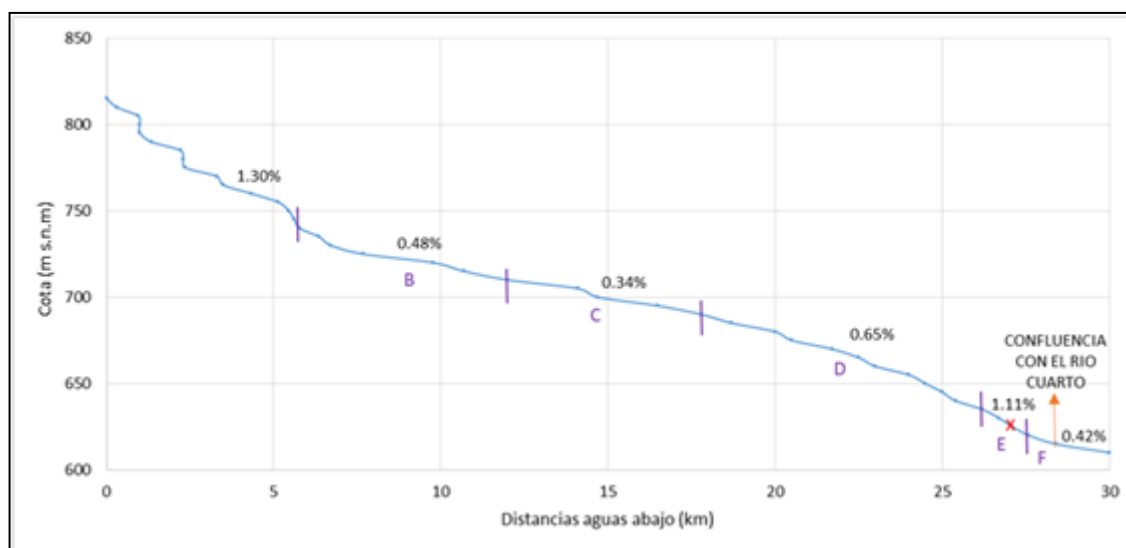


Figura IV.5: Perfil longitudinal general del río San Bartolomé, obtenido a partir de Google Earth, donde se señalan los segmentos del canal y los valores porcentuales de pendiente de cada segmento.

Por otra parte, en la Figura IV.6 se muestra la ubicación de los tramos específicos dentro de los segmentos de canal A, B, D y E, donde se relevaron en campo los perfiles longitudinales de detalle (se señalan con estrellas de color rojo). Las distancias relevadas en estos perfiles variaron entre 200 y 900 m, según el caso. En estos mismos sitios se relevaron además secciones topográficas transversales al cauce, las cuales se indican con líneas amarillas, y serán descriptas en el siguiente apartado.

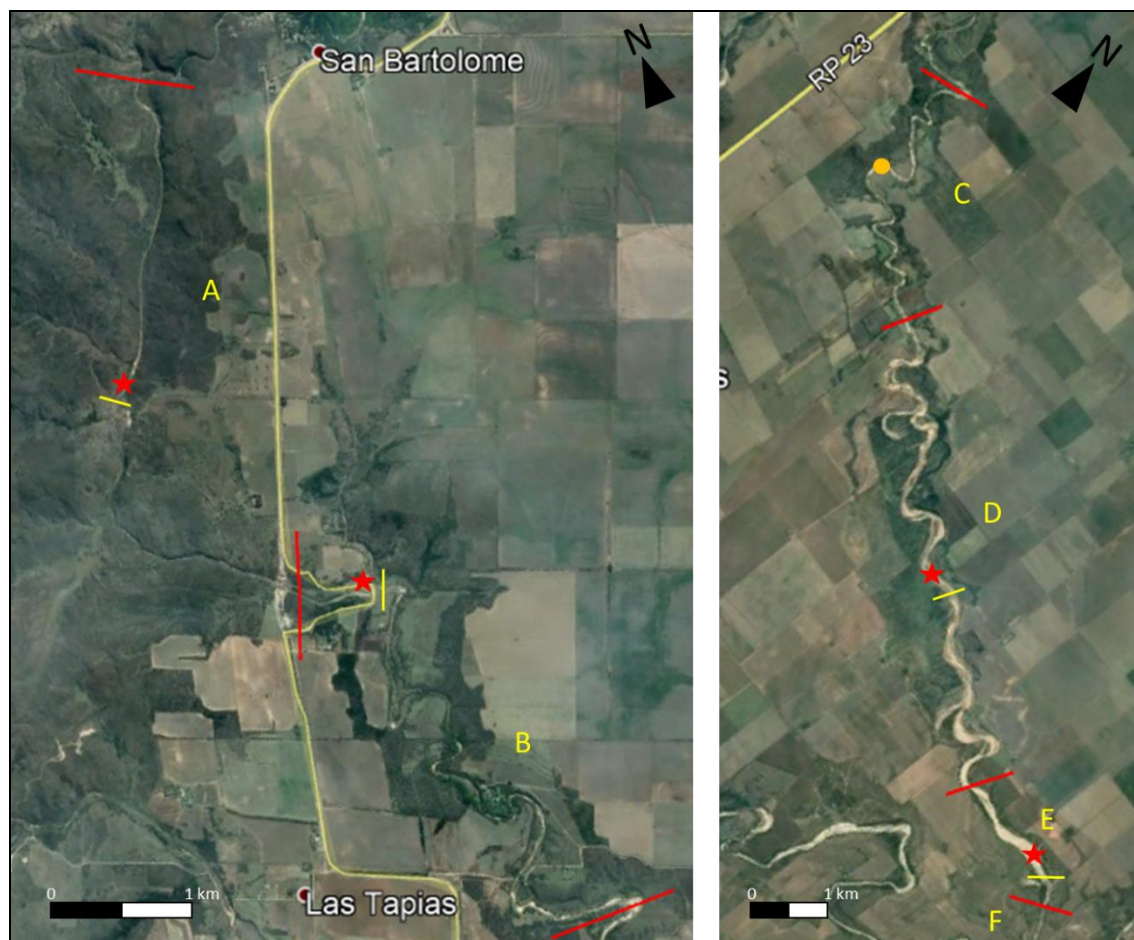


Figura IV.6: Imágenes satelitales de Google Earth mostrando, en líneas rojas los límites de los segmentos de canal A, B, C, D, E y F, definidos en el apartado anterior; en estrellas rojas los tramos donde se relevaron perfiles longitudinales de detalle, y en líneas amarillas la ubicación de las secciones transversales; el círculo naranja indica la sección transversal relevada con jalón y cinta.

Se puede observar en la Figura IV.5 que el segmento **A** se caracteriza por tener una pendiente general de 1.30%, aunque localmente se presentan quiebres en la continuidad de la curva con pendientes mucho mayores (del orden de 13%). Esto evidencia la presencia de saltos y fosas en el cauce, característico de lechos rocosos, debido a los escalonamientos de los bloques de basamento en esta zona serrana.

En este segmento se realizó el relevamiento topográfico de detalle en las inmediaciones de la sección en la que está ubicado el limnómetro (Fig.IV.7). Éste sitio es algo particular, ya que aproximadamente 200 m aguas abajo del limnómetro se encuentra una pequeña represa que corrigió el perfil por sedimentación del cauce aguas arriba. Este tramo de agradación está constituido por un cauce areno-gravoso, el lecho rocoso se encuentra por debajo de este depósito de sedimentos.

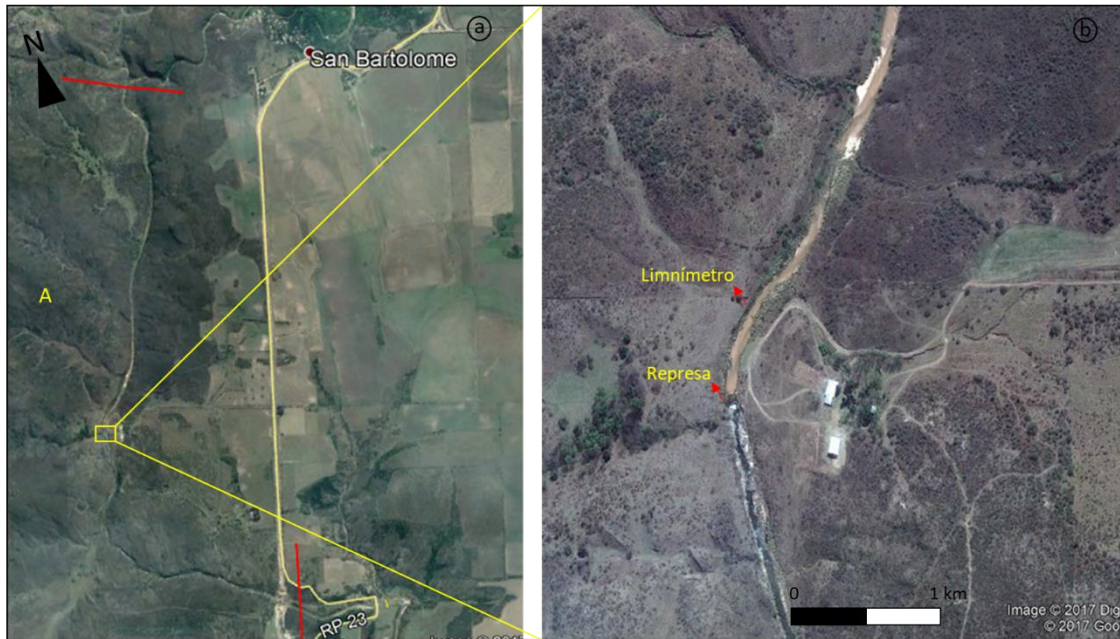


Figura IV.7: a) Vista del segmento A. b) Vista ampliada de la zona donde se relevó el perfil longitudinal de detalle, con la ubicación del limnómetro y represa, mostrando el cambio de los sedimentos que conforman el lecho aguas arriba y aguas abajo de ésta.

Esta particularidad en el segmento A queda evidenciada en el perfil longitudinal de detalle, donde se puede observar la mínima variación en la cota del lecho (de 0.5 m) en 200 m recorridos, por lo que este tramo arrojó un valor de pendiente muy bajo (0.059%) respecto a la general que presenta el resto del segmento (Fig. IV.8).

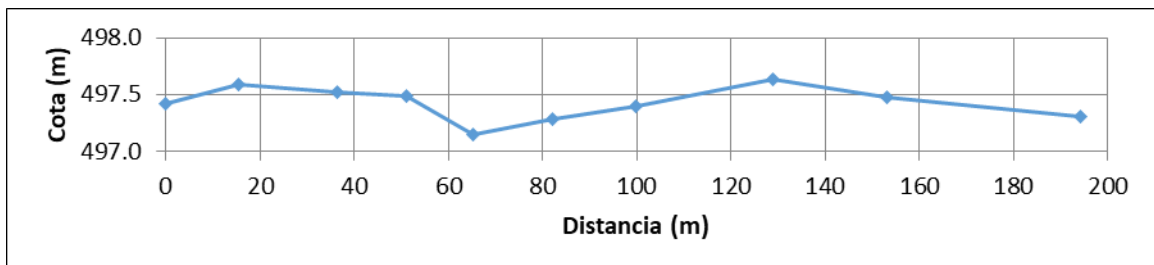


Figura IV.8: Perfil longitudinal realizado en un tramo del segmento A. La ubicación del mismo se muestra en la Figura IV.6

Para el segmento B, se obtuvo una pendiente general de 0.48% (Fig. IV.5. El relevamiento topográfico de detalle (Fig. IV.9) arrojó una pendiente de 0.42%. Este último fue realizado en un tramo de 430 m de longitud, en el que se pudo observar una configuración característica del canal en este segmento, como es el desarrollo de umbrales (*riffles*) y fosas (*pools*) (Figs. IV.10 a IV.12).

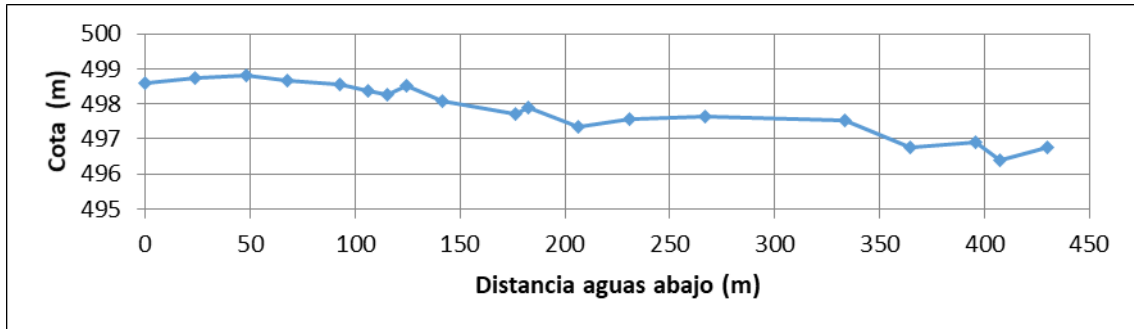


Figura IV.9: Perfil longitudinal de detalle realizado en un tramo del segmento B, mostrando el desarrollo de umbrales y fosas. La ubicación del mismo se muestra en la Figura IV.6

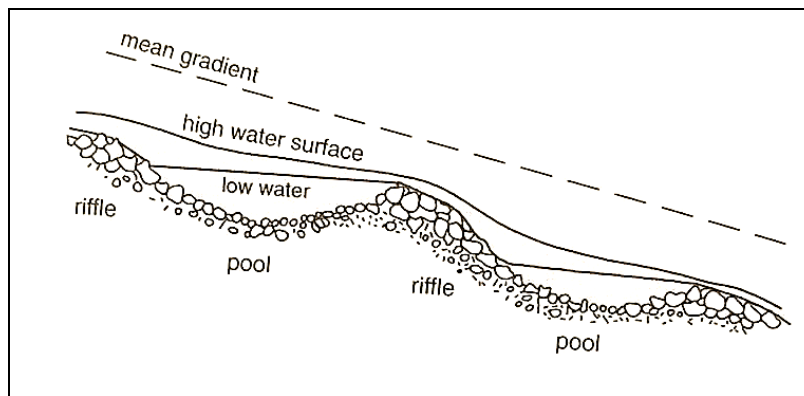


Figura IV.10: Esquema de las secuencias de umbrales (riffles) y fosas (pools). Extraído de Knighton (1998).

Esta forma de lecho es típica de canales aluviales con carga heterogénea, cuyas granulometrías varían entre 2-256 mm (areno-gravosos), siendo independiente de los materiales que conforman las márgenes (Keller y Melhorn, 1978). Estas secuencias están conformadas por una serie de umbrales y fosas, donde los primeros son zonas de acumulación de materiales más gruesos, con mayor altura de lecho, menores profundidades y mayor pendiente, comportándose como 'rápidos', donde la velocidad del agua se incrementa ante condiciones de bajo caudal. Por su parte, las fosas, se caracterizan por presentar menores granulometrías, mayores profundidades y una notable disminución de la velocidad del flujo (Richards, 1976).

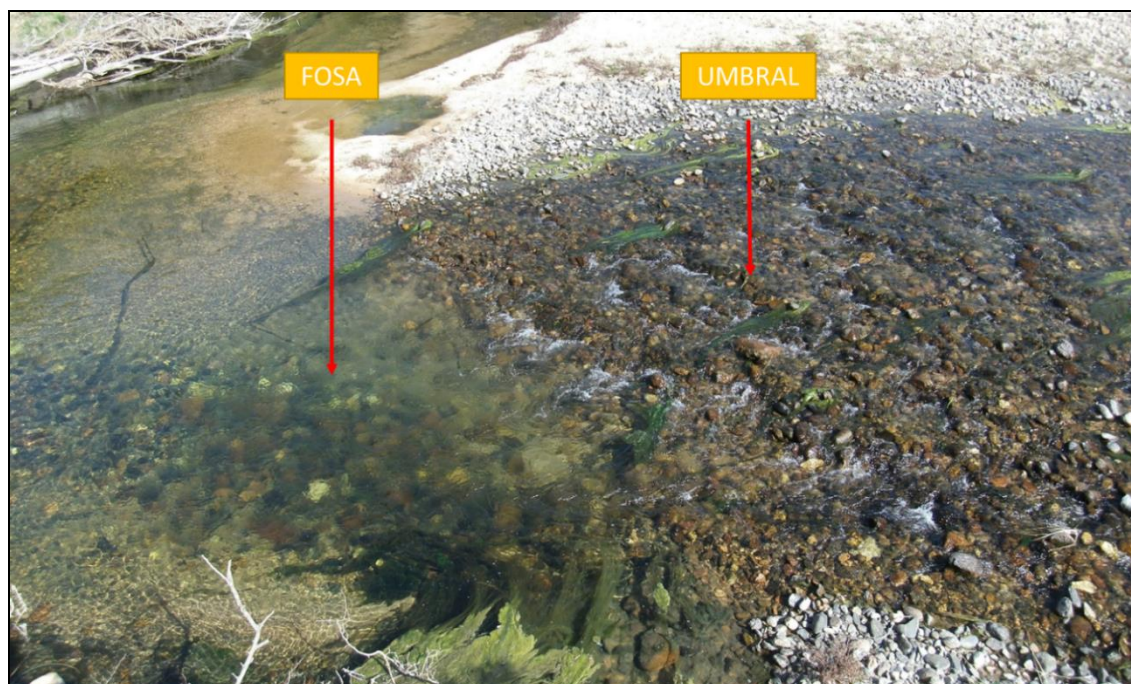


Figura IV.11: Detalle de una secuencia de umbral y fosa del río San Bartolomé, característica del segmento B. Nótese el cambio en la profundidad y el tamaño de grano.

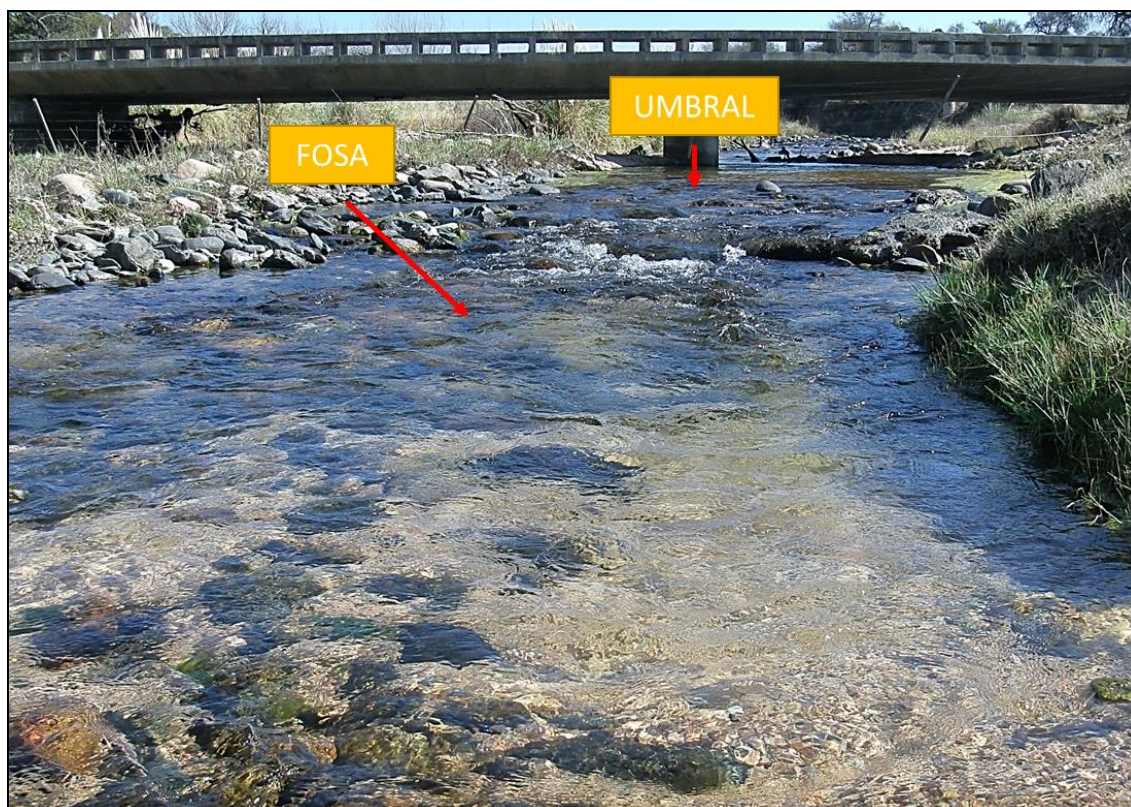


Figura IV.12: Vista aguas arriba de una secuencia de umbral y fosa en el segmento B.

En el segmento **C** se observa que la pendiente sigue disminuyendo respecto de los anteriores, siendo de 0.34% (Fig. IV.5). En esta misma figura se puede observar que

el perfil comienza a tener una forma cóncava hacia abajo. En este segmento no se han realizado perfiles topográficos de detalle.

En el segmento **D**, el relevamiento topográfico de detalle arrojó valores de pendiente del orden de 0.63%(Fig. IV.13), sensiblemente menor que el obtenido a partir de Google Earth (0.65%, Fig. IV.5); aquí el cauce se caracteriza por poseer un régimen efímero (Fig.IV.2, segmento D, fotografía 7).

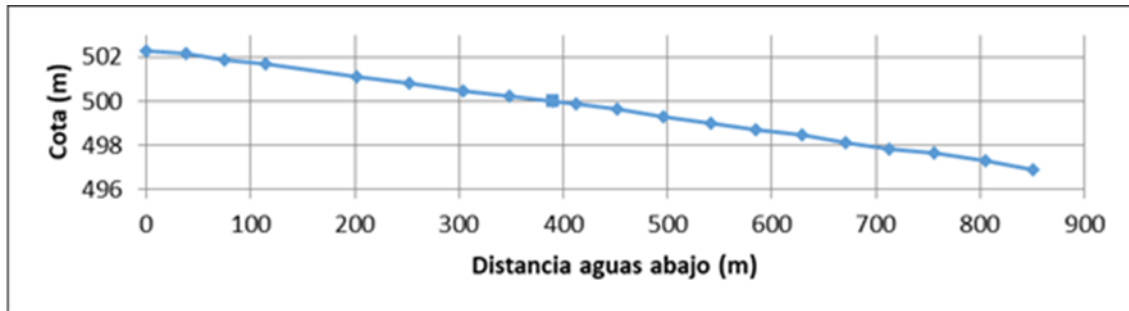


Figura IV.13: Perfil longitudinal relevado en campo en un tramo del segmento D. La ubicación del mismo se muestra en la Figura IV.6.

Por su parte, el segmento **E** presenta la mayor pendiente de todo el tramo de extraserrano, con un valor de 1.11% (Fig. IV.5), bastante aproximado al obtenido con el relevamiento topográfico de campo (1.06%). Aquí, el perfil sigue manteniendo su forma cóncava hacia abajo, hasta un punto (marcado con una cruz roja en la figura IV.5) en el que comienza nuevamente a tener un forma cóncava hacia arriba, previo al comienzo del segmento **F** y coincidente con la recuperación del régimen permanente del río, el que se mantendrá hasta confluir con el río Cuarto. En este último segmento la pendiente es de 0.42% (Fig. IV.5). En la Figura IV.14 se muestra el perfil longitudinal relevado en campo (Fig.IV.6), de 623 m de longitud, que incluyó los 472 m finales del segmento E, y el tramo inicial (151 m) del segmento F.

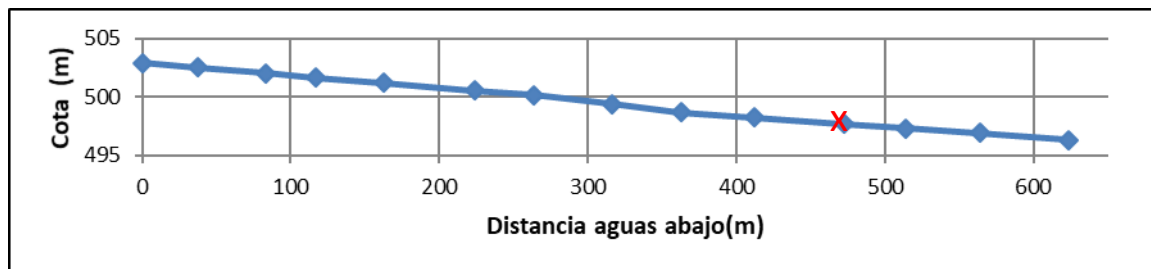


Figura IV.14: Perfil longitudinal de detalle del tramo final del segmento E e inicial del segmento F. La cruz roja indica el comienzo del tramo F.

IV.4 SECCIONES TRANSVERSALES

En este apartado se presentan valores de ancho y profundidad que caracterizan a las secciones transversales de los distintos segmentos de canal definidos, en

situación de canal lleno. Para ello, se ha realizado un relevamiento topográfico de detalle en aquellas secciones de fácil accesibilidad representativas de los distintos segmentos de canal.

Segmento A

Tal como se mencionó en el apartado anterior, la sección transversal relevada no es representativa de este segmento, ya que el perfil topográfico fue realizado en una zona de agradación cuando, en el resto del segmento, el cauce discurre sobre material rocoso (Figs. IV.6 y IV.7). En este último, el cauce tiene un ancho promedio de 7 m (Fig. IV.15).

La sección de canal lleno ocupa un área de 21 m², el perfil transversal arrojó un ancho de 26 m y una profundidad media de 1.20 m. Asociado al canal, sobre la margen izquierda, se encuentra una llanura de inundación de aproximadamente 10 m de ancho, lo cual le imprime una mayor rugosidad al flujo, promoviendo la sedimentación. La relación ancho/profundidad (A/P) de esta sección es de 22. La forma del valle no es profundo, presenta barrancas del orden de los 1.8 m de altura (Fig.IV.16 y 17).



Figura IV.15: Sección transversal típica del segmento A. Vista hacia el SO, aguas abajo de la pequeña presa.

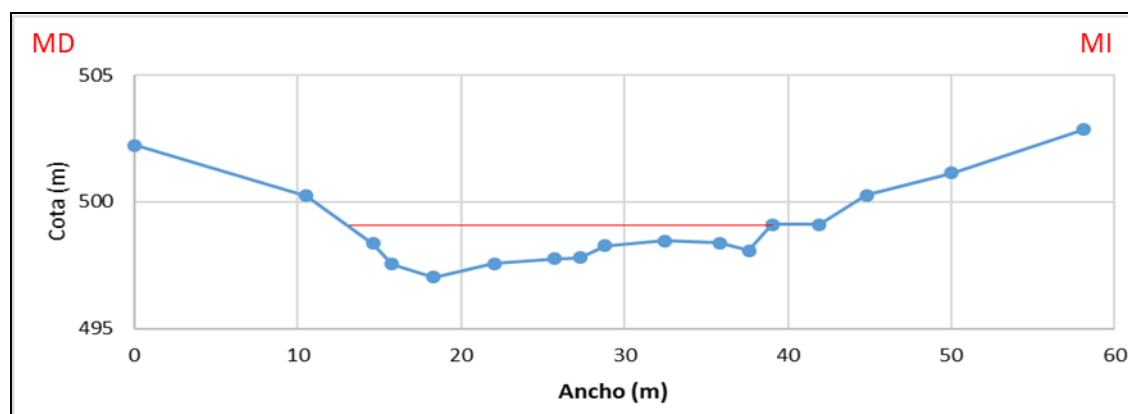


Figura IV.16: Sección transversal relevada en el segmento A, vista aguas arriba. La línea roja indica la altura de la lámina de agua para la condición de canal lleno. (MD: Margen derecha; MI: Margen izquierda).

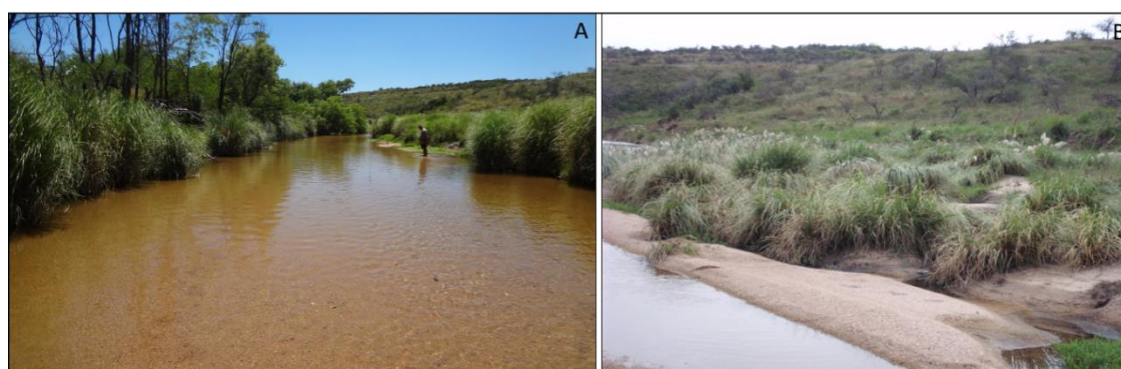


Figura IV.17: A: vista aguas arriba mostrando la sección transversal relevada en el segmento A; B: Llanura de inundación en la margen izquierda. Nótese la presencia de material gravo-arenoso en el lecho y en la llanura de inundación, producto del efecto de agradación de la presa.

Segmento B

En la sección transversal relevada para este segmento (Fig. IV.6), el ancho de canal lleno es de 20 m y la profundidad media de 1.15 m (relación A/P de 17.5), con un área de canal lleno de 20.6 m². El canal tiene una llanura de inundación asociada, de aproximadamente 4 m de ancho. El valle no es profundo, presentando barrancas de 2.20-2.30 m de altura máxima (Figs. IV.18 y 19).

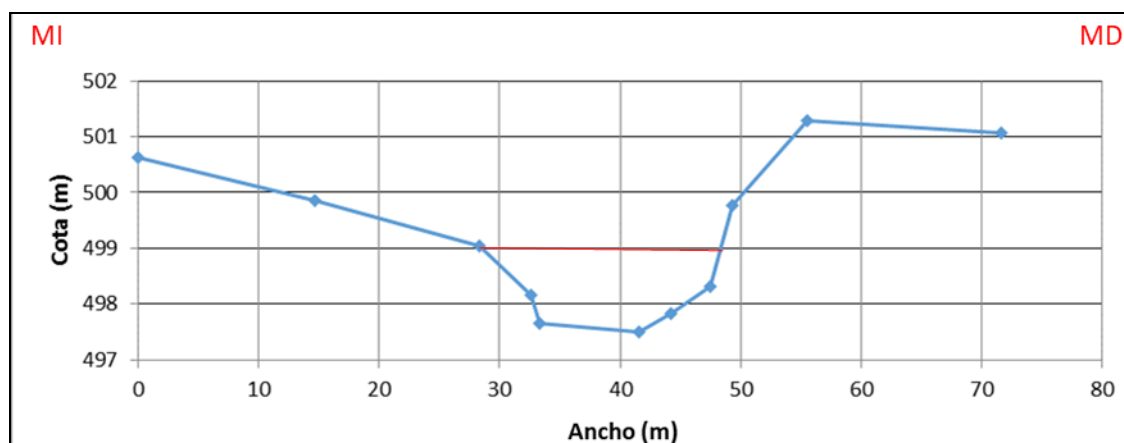


Figura IV.18: Sección transversal relevada en campo, representativa del segmento B, vista desde aguas arriba. La línea roja indica la sección asociada a la condición de canal lleno. (MD: Margen derecha; MI: Margen izquierda).



Figura IV.19: Vista aguas abajo mostrando la sección transversal relevada en el segmento B.

Segmento C

En este segmento no se realizó un relevamiento topográfico de detalle de la sección, sino que se midieron las condiciones de canal lleno con cinta y jalón (Fig. IV.6). Los datos obtenidos fueron 64.5 m de ancho y 0.9 m de profundidad media. Este contempla el canal y una barra de espiras asociada. La relación A/P de esta sección es de 71. El valle de este tramo es moderadamente profundo, con barrancas del orden de los 4 m (Fig. IV.20).



Figura IV.20: Vistas de la sección transversal analizada en el segmento de canal C. **A)** Barra en espiras **B)** canal.

Segmento D

La sección relevada en este segmento del canal (Fig. IV.6), tiene un ancho de 68 m y una profundidad media de 0.8 m, con un área de canal lleno de 50 m², y una relación A/P de 85. El valle es poco profundo, con barrancas del orden de 1.2 m de altura (Figs. IV.21 y 22).

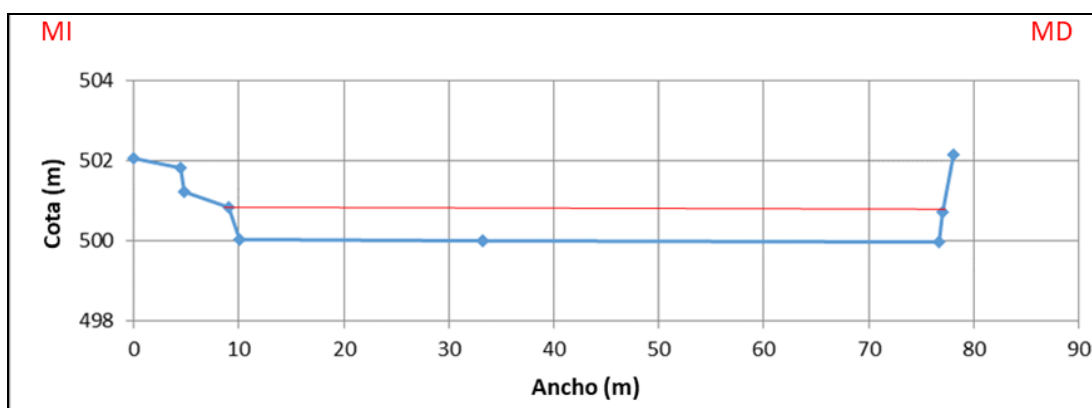


Figura IV.21: Perfil trasversal relevado en una sección representativa del segmento D. Vista desde aguas arriba. La línea roja indica condiciones de canal lleno. (MD: Margen derecha; MI: Margen izquierda).



Figura IV.22: Vista aguas abajo de la sección transversal relevada en el segmento D. (MD: Margen derecha; MI: Margen izquierda).

Segmento E

La sección de canal lleno en este segmento es de 14.6 m^2 , (Fig. IV.6) posee aproximadamente 60 m de ancho y una profundidad media de 0.60 m. La relación A/P es 100. El valle es abierto, y posee barrancas en su margen derecha de aproximadamente 10 m de altura (Figs. IV.23 y 24).

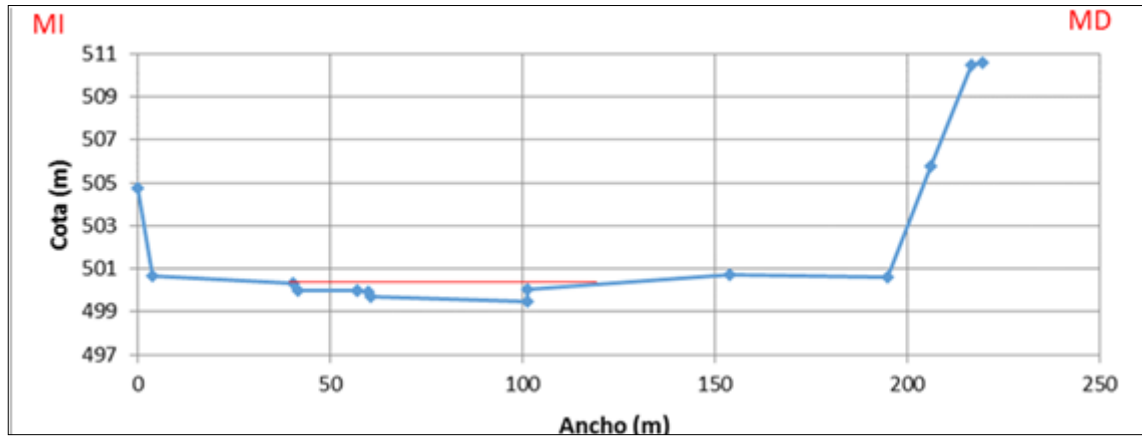


Figura IV.23: Sección transversal relevada en campo, representativa del segmento E, vista desde aguas arriba. En línea roja se indica la altura de lámina de agua para la condición de canal lleno. (MD: Margen derecha; MI: Margen izquierda).



Figura IV.24: Vista hacia aguas abajo de la sección transversal relevada en el segmento E.

Segmento F

En este tramo no se cuenta con un relevamiento topográfico de detalle, pero se ha podido determinar que el ancho la sección analizada es de 21 m, con una profundidad media de 0.7 m. La relación A/P es de 30. Se trata de un valle

relativamente angosto e incidido, con barrancas en ambos márgenes de aproximadamente 3 m de altura (Fig. IV.25).



Figura IV.25: Vista hacia el SE, aguas abajo del canal del segmento F.

IV.5 CARACTERIZACIÓN DE LA CARGA TRANSPORTADA

IV.5.1 Metodología

Para caracterizar la carga transportada por el río San Bartolomé se llevó a cabo el muestreo de sedimentos de fondo de canal y de barra de las secciones de interés. Además, se tomaron muestras de las barras, para representar eventos de crecida. El muestreo se realizó entre los meses de abril y agosto del 2017, para evitar que un evento de crecida pueda disturbar la carga entre muestreos. La distribución granulométrica de la fracción más fina, se realizó mediante el tamizado de las muestras con un agitador de tamices tipo rot-up. La secuencia de tamices utilizada fue 1 ¼, ¾, 5/16, 5, 10, 18, 35, 60, 120, 230, 270 y base, cuyo diámetro es de 32, 16, 8, 4, 2, 1, 0.5, 0.25, 0.125, 0.062, 0.031 y menores a 0.031 mm respectivamente.

Para determinar la granulometría de la fracción más gruesa, se tomaron fotografías en campo a las cuales se le efectuó un tratamiento digital (programa AutoCAD), que consistió en digitalizar todos los clastos presentes en cada imagen para luego determinar las áreas ocupadas por las distintas fracciones granulométricas y relacionarla con la superficie total relevada.

Además, para complementar el análisis se calcularon los coeficientes estadísticos desarrollados por Folk y Ward (1957), como el D_{50} y D_{90} , y la desviación estándar de cada una de las muestras. El primero corresponde a la mediana de la

distribución granulométrica, siendo una medida de tendencia central que refleja la energía cinética del agente de transporte. Éste fue calculado gráficamente a partir de la curva de frecuencia acumulada, en donde el 50% del peso acumulado representa un determinado tamaño de grano equivalente al D_{50} (Fig. IV.26). El D_{90} , por su parte, que es representado por el 10% del peso acumulado en la curva de frecuencia acumulada, siendo una medida de la competencia de la corriente asociada al caudal lleno y a la movilización de toda la carga presente en el lecho del canal.

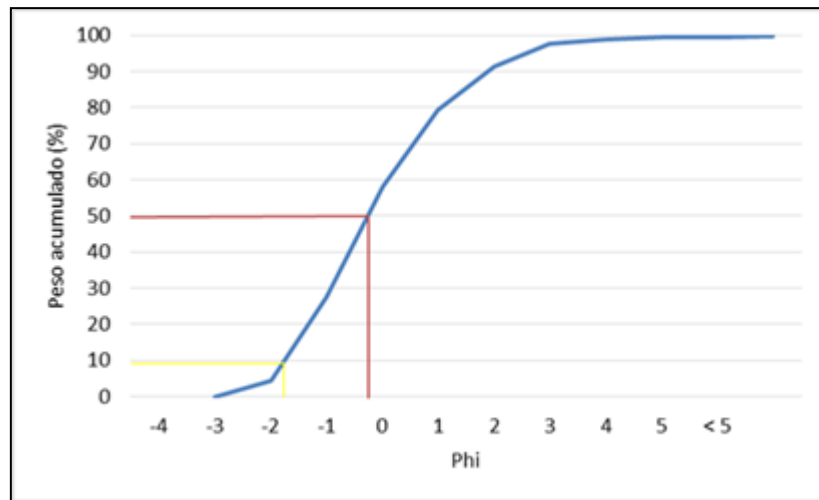


Figura IV.26: Ejemplo de una curva de frecuencia acumulada mostrando en color rojo la ubicación del D_{50} y en amarillo la del D_{90} .

Por su parte, la desviación estándar muestra el grado de selección granulométrica. La selección es más baja cuánto más intervalos de grados estén involucrados en la distribución granulométrica (Folk y Ward, 1957). Esta medida refleja el grado de fluidez del agente de transporte y se obtuvo de la siguiente manera:

$$\text{Desviación estándar } (\sigma) = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{6.6}$$

En donde, los valores de φ se obtuvieron de manera gráfica, al igual que en el ejemplo anterior. El resultado de esta ecuación fue interpretado a partir de lo siguiente:

DESVIACIÓN STANDARD	
Extremadamente mal seleccionado	----- 4,00 -----
Muy pobremente seleccionado	----- 2,00 -----
Pobremente seleccionado	----- 1,00 -----
Moderadamente seleccionado	----- 0,70 -----
Moderadamente bien seleccionado	----- 0,50 -----
Bien seleccionado	----- 0,35 -----
Muy bien seleccionado	

Figura IV.27: Grado de selección granulométrica a partir de la desviación estándar. Extraído de Spalleti (2007).

Los análisis granulométricos presentados a continuación contemplan el porcentaje en peso de cada uno de los tamaños granulométricos obtenidos, medidos en términos de valor Phi. Para ello se utilizó el sistema de clasificación granulométrica de Udden-Wentworth (1922) ilustrado en la Figura IV.28, en donde para cada tamaño de Phi se atribuye el tipo de sedimento que éste representa y el diámetro del mismo en mm.

		mm	ϕ	
		↑	↑	
PSEFITAS	Aglomerado	— 1024 —	-10	
		— 512 —	-9	
		256	-8	
	Grava	Gruesa —	128	-7
		Mediana —	64	-6
		Fina —	32	-5
		16	-4	
	8	-3		
	4	-2		
	2	-1		
PSAMITAS	Muy Gruesa	1	0	
	Gruesa	0,5	1	
	Mediana	0,25	2	
	Fina	0,125	3	
	Muy Fina	0,062	4	
PELITAS	Grueso	0,031	5	
	Limo	— 0,015 —	6	
		Fino —	0,0078	7
		0,0039	8	
	Arcilla	— 0,0020 —	9	

Figura IV.28: Sistema de clasificación granulométrica de Wentworth (1922).

Para determinar la carga en suspensión, se colectaron muestras de agua en cada aforo (tanto de los realizados durante este trabajo, como así también de los efectuados en la red de aforos del Dpto. de Geología de la UNRC). Se calculó la concentración de sólidos en suspensión mediante el método de comparación peso húmedo/seco de un volumen de agua conocido. Este valor se convirtió en caudal sólido (kg/s) multiplicándolo por el valor de caudal líquido de la sección correspondiente.

IV.5.2 Análisis granulométrico de la carga de fondo

En la Figura IV.29 se muestra la ubicación de las muestras tomadas en cada uno de los segmentos de interés (ver anexo 1, muestras M1 – M6):



Figura IV.29: Imagen satelital Google Earth donde se muestra la ubicación de los sitios de muestreos de sedimentos de fondo realizados en cada uno de los segmentos del río San Bartolomé.

Segmento A

En este tramo de lecho rocoso, el muestreo se realizó en pequeños sitios de agradación dentro del cauce, y en barras laterales. El análisis granulométrico de la muestra M1 arrojó un D_{50} ubicado en la fracción sábulo (2 a 4 mm), con un desvío estándar de 1.6, sugiriendo una pobre selección de materiales. La distribución

granulométrica es unimodal, siendo la fracción dominante grava muy fina (4 a 8 mm) con un 28 %, seguida por sábulo con un 24% (Fig. IV.30).

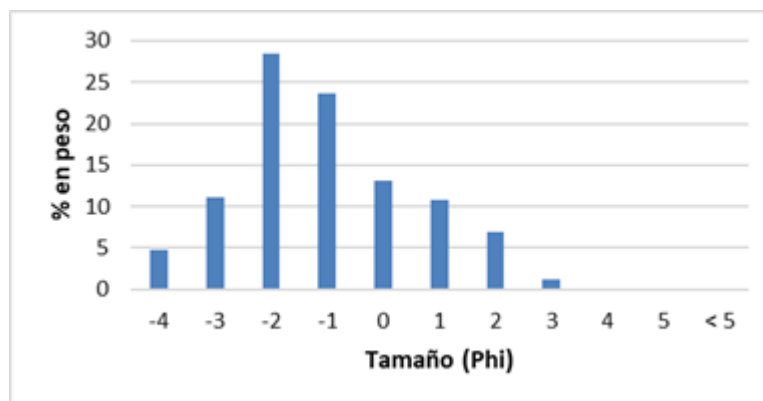


Figura IV.30: Distribución granulométrica de sedimentos de canal, muestra M1, segmento A.

Segmento B

La muestra M2 (Fig. IV.31A) presenta una distribución granulométrica unimodal (Fig. IV.31B), cuyo D_{50} se encuentra en el tamaño sábulo (2 a 4 mm) y D_{90} en la fracción grava fina (8 a 16 mm), con una desviación estándar de 1.8, lo que sugiere una pobre selección granulométrica. En la Figura IV.31 se puede observar que la fracción dominante es sábulo con un 25%, seguido por arenas muy gruesas (1 a 2 mm) con un 23% y por grava muy fina (4 a 8 mm) con un 19%.

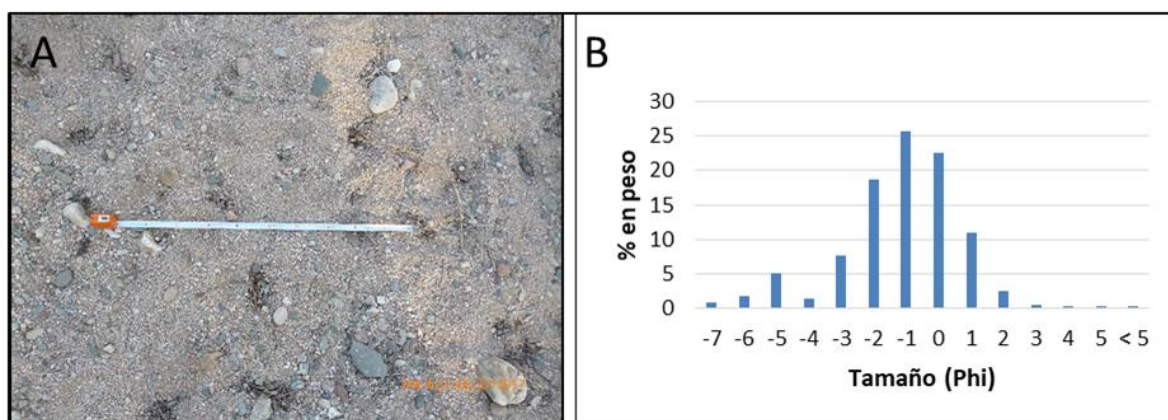


Figura IV.31: A: Vista de la superficie de la barra muestreada en el segmento B Escala: cinta métrica: 1 m; B: Distribución granulométrica de la muestra M2.

Segmento C

Para este segmento se obtuvieron muestras tanto de canal (muestra M3a) como de barra (M3b).

La primera presenta una distribución bimodal, cuyo D_{50} se encuentra en el tamaño sábulo (2 a 4mm). Presenta un desviación estándar de 1.35, evidenciando una

pobre selección. Se puede observar que las fracciones sábulo y grava muy fina (4 a 8 mm) son las dominantes en esta muestra, ambas con un 30% (Fig. IV.32).

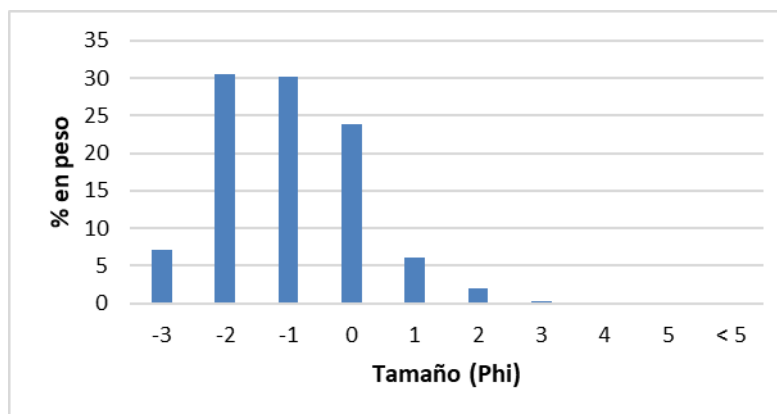


Figura IV.32: Distribución granulométrica de la muestra M3a, segmento C.

El muestreo de barra (Fig. IV.33A) presenta una distribución unimodal. Este arroja granulometrías algo mayores, en el que el D_{50} se encuentra en el tamaño grava muy fina (4 a 8 mm) y el D_{90} en grava media (32 a 64 mm), y la desviación estándar indica una muy pobre selección (2.62), consistente con el sitio de muestreo. En la Figura IV.33.B se observa que la moda se ubica en la fracción grava muy fina (18%), seguida por grava fina (8 – 16 mm) con un 16%.

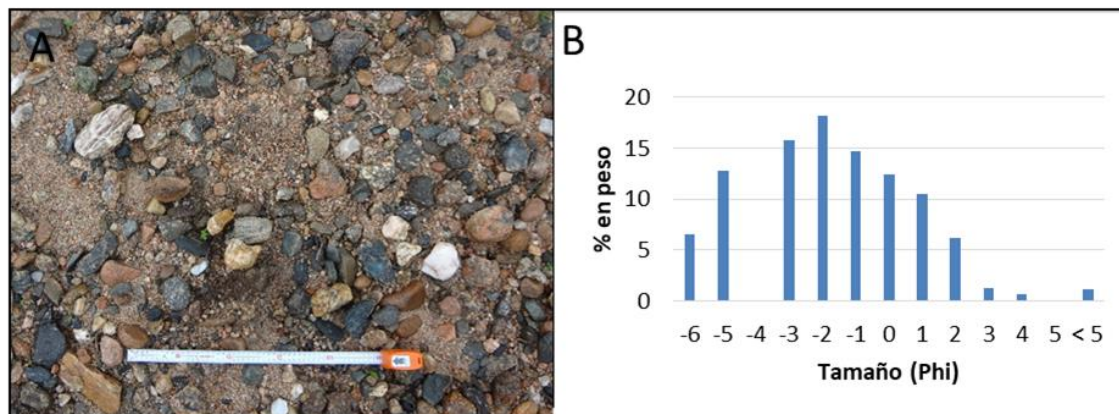


Figura IV.33: A: Vista de superficie de la barra muestreada en el segmento C. Escala: cinta métrica: 50 cm. B: Distribución granulométrica de la muestra M3b.

Tramo D

Aquí también se muestrearon sedimentos de fondo de canal (muestra M4a) y de barra (M4b).

La primera, muestra una distribución granulométrica unimodal, cuyo D_{50} se encuentra en el tamaño sábulo (2 a 4 mm) y presenta una desviación estándar de 2, evidenciando una muy pobre selección. Se puede observar que el tamaño sábulo es la

fracción dominante (24%) seguido por grava muy fina (4 a 8 mm) con un 20% (Fig. IV.34).

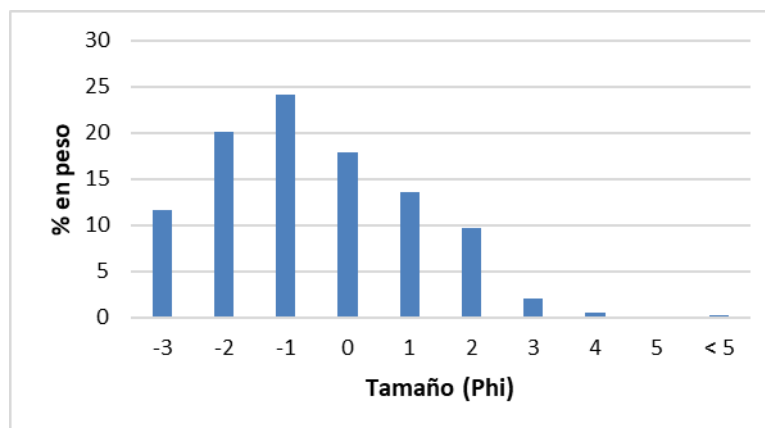


Figura IV.34: Distribución granulométrica de la muestra de canal M4a, segmento D.

Por su parte, la muestra M4b arrojó tamaños granulométricos algo mayores que los de canal. La distribución es unimodal con un D_{50} correspondiente al tamaño sábulo (2 a 4 mm) y un D_{90} en la fracción grava fina (8 a 16 mm). La desviación estándar es de 1.9, evidenciando una pobre selección. En la Figura IV.35.B, se puede observar que la fracción grava muy fina es la dominante (4 a 8 mm) con un 28%, seguida por la fracción sábulo (25%).

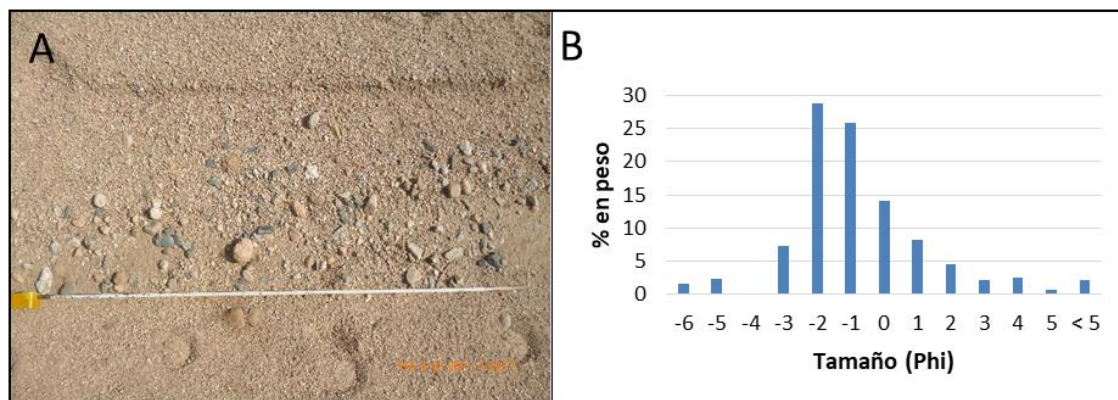


Figura IV.35: A: Vista de la barra muestreada en el segmento D. Escala: cinta métrica: 2 m, B: Distribución granulométrica de la muestra M4b.

Segmento E

En este segmento se tomó una muestra de barra (muestra M5). Presenta una distribución unimodal, cuyo D_{50} se encuentra en el tamaño sábulo (2 a 4 mm) y D_{90} en la fracción grava fina (4 a 8 mm), con una desviación estándar de 1.7 evidenciando una pobre selección. En esta muestra, la fracción sábulo es el tamaño granulométrico dominante, con un 25%, seguido por la fracción grava muy fina (4 a 8 mm) con un 23% (Fig. IV.36).

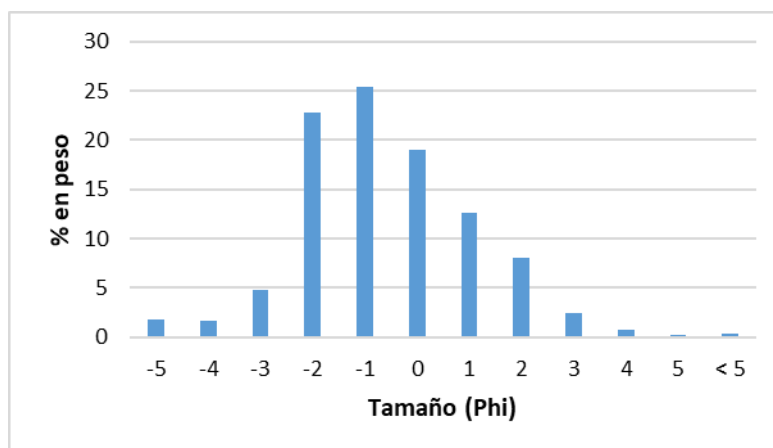


Figura IV.36: Distribución granulométrica de la muestra M5, segmento E.

Segmento F

En este segmento se tomaron muestras de canal (muestra M6a) y de barra (M6b).

La primera presenta una distribución unimodal, con un valor de D_{50} ubicado en el tamaño sábulo (2 a 4 mm). Presenta una desviación estándar de 1.6, sugiriendo una pobre selección. En la Figura IV.34 se puede observar que la moda se encuentra en grava muy fina (4 a 8 mm) con un 26%, seguido por la fracción sábulo con 22%.

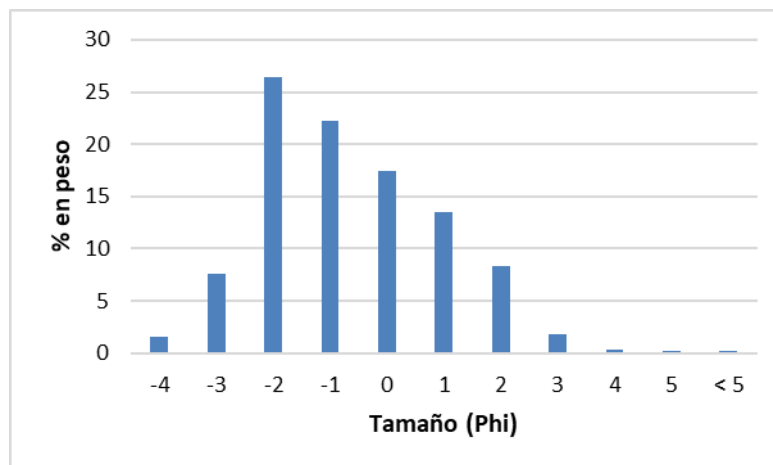


Figura IV.37: distribución granulométrica de la muestra M6a, segmento F.

La muestra M6b presenta una distribución unimodal, y tamaños granulométricos algo mayores que la muestra de canal. Presenta un D_{50} ubicado en el tamaño grava fina (8 a 16 mm) y D_{90} en la fracción grava fina (8 a 16 mm), con una desviación estándar de 2.3, evidenciando una muy pobre selección. Se puede observar que la fracción dominante es el tamaño grava fina, con un 27%, seguido por grava media (16 a 32 mm) con un 25% (Fig. IV.38).

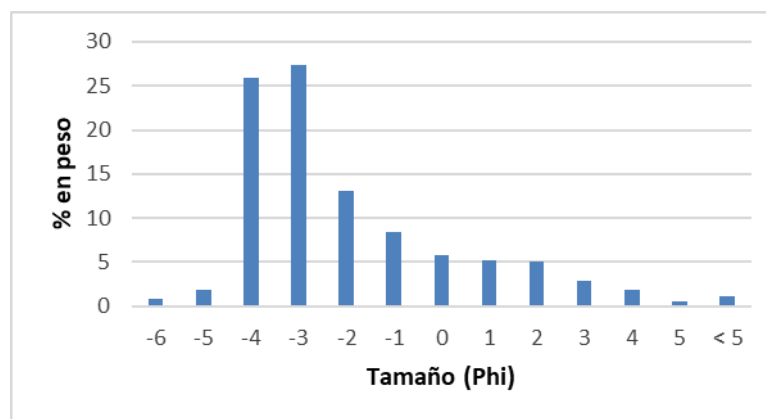


Figura IV.38: distribución granulométrica de la muestra M6b, segmento F.

IV.5.3 Análisis de la carga en suspensión

Como se puede observar en la Tabla IV.3, la concentración de sólidos en suspensión es baja o, en la mayoría de los casos, nula. En general, para los datos disponibles, los cuales corresponden a condiciones de bajo caudal y bajantes de crecidas, no se encuentra una clara relación entre el caudal y la concentración de sólidos en suspensión.

Fecha	Caudal(m ³ /s)	Concentración sólidos (g/l)	Caudal Solido (g/s)
13/02/2015	2.93	0.024	70.32
30/03/2015	3.64	0	0
04/03/2016	3.26	0	0
16/04/2016	9.34	0.01	93.4
16/11/2016	0.81	0	0
29/03/2017	1.67	0	0
03/08/2017	0.21	0	0

Tabla IV.3: Concentración de sólidos en suspensión y caudal sólido del río San Bartolomé. Muestras correspondientes a la sección donde se encuentra instalado el limnómetro.

CAPITULO V

ANALISIS DE LAS VARIACIONES MORFOLOGICAS Y DE LA CARGA DEL CANAL

V. ANALISIS DE LAS VARIACIONES MORFOLOGICAS Y DE LA CARGA DEL CANAL

En esta sección se integra e interpreta la información generada en los capítulos precedentes.

Se analizaron los cambios a escala del canal y de la faja fluvial, tanto espacial como temporalmente. A escala de canal se estudiaron los cambios a corto plazo, mientras que a escala de la faja fluvial se consideraron además factores como el tectonismo y la variabilidad climática de los últimos 50 años.

V.1 CAMBIOS EN LOS ÚLTIMOS 40-50 AÑOS

En este apartado se analizaron los cambios del canal, como sinuosidad, radio de curvatura, longitud de onda de meandros, ya que estos parámetros del patrón de canal han mostrado una importante sensibilidad a cambios en el régimen hidrológico y en el tipo y cantidad del transporte de sedimentos.

V.1.1 Metodología

Los parámetros que se midieron fueron sinuosidad del canal (S), radio de curvatura (r_c) y longitud de onda (L), y además se calculó una tasa de migración del canal. Para ello, se analizaron imágenes satelitales extraídas del sitio Google Earth del año 2013, fotografías aéreas de escala 1:60.000 del año 1989 y las hojas topográficas del IGN N° 3366-18-1 río de Las Tapias, N° 3366-18-2 Alpa Corral y N° 3366-18-4 La Aguada, las cuales se estima que son posteriores a 1970 y previas a 1984, corroboradas a partir de fotografías aéreas e imágenes satelitales.

Para obtener valores de sinuosidad, se utilizó la fórmula de Leopold y Langbein (1966): $S = L_c/L$, donde L_c es la longitud del cauce en un meandro dado, siguiendo la posición media del mismo, y L es la longitud de onda de ese meandro. Además, se calcularon los cocientes S_{70}/S_{89} y S_{89}/S_{2013} para determinar la tasa de cambio en estos períodos.

V.1.2 Cambios en la sinuosidad

La variación de la sinuosidad en el tiempo es una medida representativa de la tasa de migración del canal, esta morfodinámica es indicativa de cambios en el régimen hidrológico.

En la Tabla V.1 se presenta la sinuosidad media del curso para cada año analizado, como así también los cocientes entre S_{70}/S_{89} y S_{89}/S_{13} , observándose un leve cambio entre los años comparados (ver anexo 3).

Al analizar las tasas de cambio se observa que en ambos casos (S'70/S'89 y S'89/S'13) los valores son sensiblemente menores a 1, lo que implica que durante todo el período analizado la longitud del canal se incrementó, aunque muy levemente. Midiendo la longitud total del canal, se pudo observar que en estos últimos años, el canal aumentó un 3% su longitud (lo que equivale a 800 m) (Fig.V.1).

Sinuosidad media (S)	
>1970	1.21
1989	1.23
2013	1.25
Cociente	
>1970/1989	0.986
1989/2013	0.983

Tabla V.1: Sinuosidad media del río San Bartolomé y cocientes entre los valores de sinuosidad de los años analizados.

Además, se ha calculado la tasa de migración por segmento de canal (segmentos B a F), comparando las configuraciones del cauce en los años 1989 y 2013 (Fig.V.1). Los valores obtenidos para los diferentes segmentos fueron: para el **B** 0.8, para el **C** 0.93, para el **D** 2.1, para el **E** 1.98 y para el **F** 0.5 metros por año, los cuales surgen de dividir la cantidad de metros que se incrementó la longitud de canal por la cantidad de años de análisis.

Los segmentos **D** y el **E** fueron los que más cambios han sufrido, lo cual es consistente con las evidencias geomorfológicas como el abandono de tramos de canal (paleocanales, Fig.III.42).

V.1.3 Cambios en la longitud de onda y el radio de curvatura

Las mediciones fueron llevadas a cabo sólo en los segmentos B, C y D, ya que son los que presentan mayores valores de sinuosidad y presencia de meandros para efectuar los cálculos. Se presentan los valores promedio de estos parámetros para cada segmento (Tabla V.2, ver anexo 4).

Años	Segmento	rc (m)	L (m)
1970-1980	B	52.43	513.5
	C	106.82	552
	D	182.78	843
1989	B	52.43	513.5
	C	105.22	547.6
	D	197.00	853.2
2013	B	52.68	483.75
	C	103.97	547
	D	144.19	758.8

Tabla V.2: Valores promedio por segmento del radio de curvatura (rc) y longitud de onda (L) a través del tiempo.

En dicha tabla se puede observar que la longitud de onda media, para los segmentos B y C se mantuvo constante o ha ido disminuyendo muy levemente, mientras que para el segmento D incrementó para 1989 y luego disminuyó en 2013, posiblemente como respuesta al abandono de meandros en este segmento para ese último período (Fig.III.38). Esto es consistente con lo revelado en el apartado V.1.2, en lo referente a los cambios en la sinuosidad.

En la Figura V.1 se muestran las distintas posiciones que el cauce ha adoptado durante los años de análisis, pudiéndose observar que los mayores cambios se concentran en el segmento D, ya que aquí la longitud de onda disminuye 95 m (Tabla IV.3).

Por su parte, el radio de curvatura (rc) muestra una variabilidad muy poco significativa. En los segmentos B y C se mantuvo prácticamente invariable y en el D incrementó para 1989 y disminuyó en 2013, aunque también muy levemente.

En síntesis, tanto los datos de sinuosidad analizados en el apartado anterior, como los parámetros de meandros, evidencian que la sinuosidad del río ha tenido un aumento muy poco significativo lo largo del periodo de análisis, y con ello la migración del canal, lo que sugiere que el río San Bartolomé no ha experimentado cambios relevantes en el régimen hidrológico. No obstante el segmento D, es el que mayor variabilidad relativa de estos parámetros ha mostrado.

Es importante destacar que entre 1970 y 1989 se observa un caso de estrangulamiento en el tramo aguas arriba del segmento D (Fig.V.2). Si bien esto podría haber implicado una reducción en la sinuosidad, el valor promedio se mantuvo casi invariable, lo que indica que el río pudo ajustar su longitud de canal a las nuevas condiciones. Este efecto de "compensación de la longitud de canal" se observa mejor aún en la imagen de 2013, con la exageración de algunos meandros e inicio de nuevos, comportamiento característico de un río aluvial (Schumm, 1968).

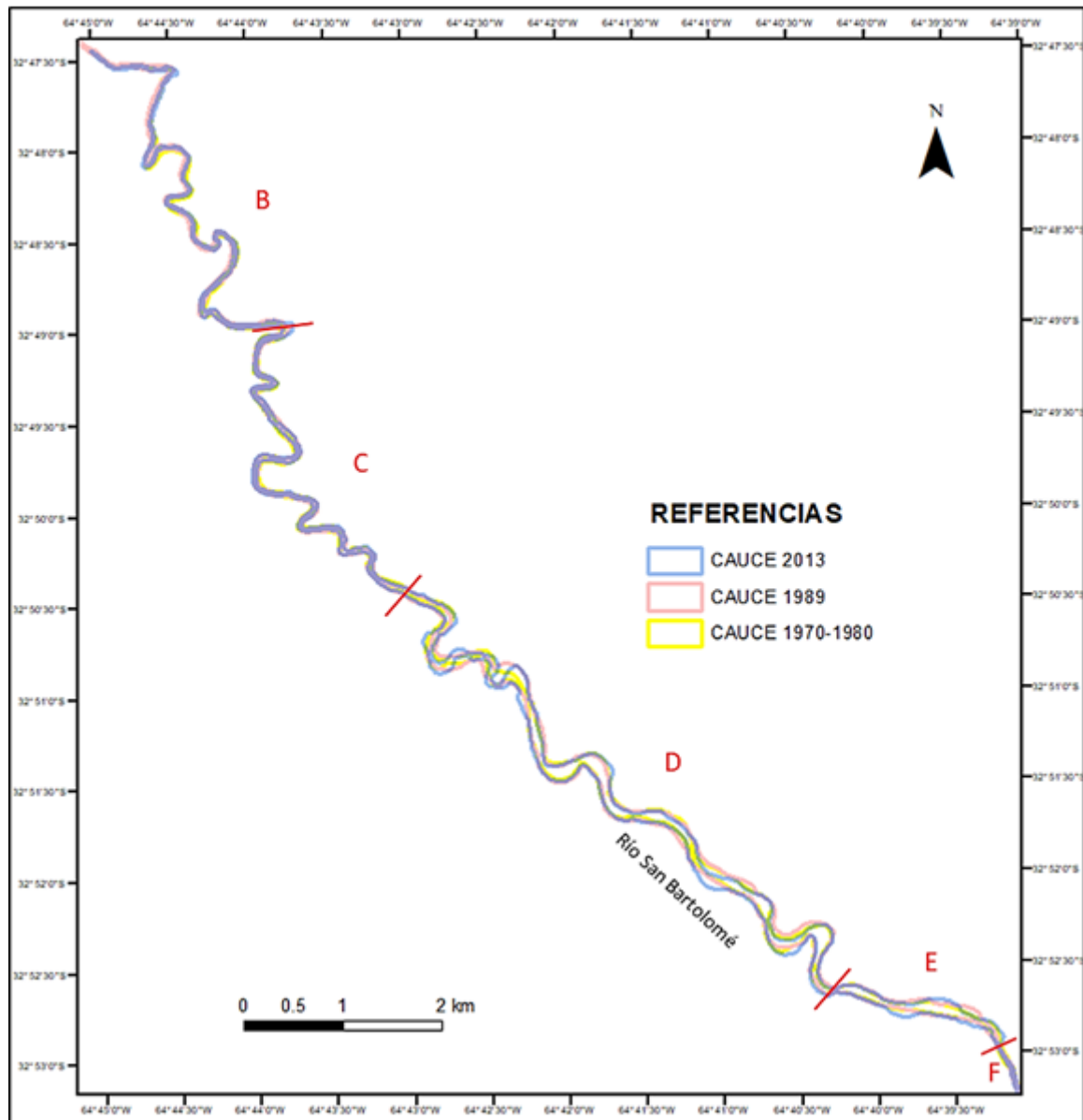


Figura V.1: Variabilidad de la posición del canal en los segmentos B - F en el tiempo.



Figura V.2: Fotografías aéreas (1970,1989) e imagen satelital (2013) del tramo medio del río San Bartolomé, mostrando un meandro abandonado por estrangulamiento, y el leve incremento en la sinuosidad en el año 2013.

V.2 CAMBIOS AGUAS ABAJO

En esta sección se analizan los cambios del canal del río San Bartolomé, en base a variaciones en el perfil longitudinal del río, en la carga transportada y en los parámetros cuantitativos de meandros.

V.2.1 Análisis del perfil longitudinal

Como se señaló en el Capítulo IV, la tendencia hacia una forma cóncava hacia arriba del perfil longitudinal, es una característica de ríos donde domina el transporte de sedimentos, mientras que en aquellos con un perfil longitudinal cóncavo hacia abajo o convexo, dominan los procesos de agradación.

En la Figura V.3 se presenta el perfil longitudinal del río San Bartolomé. La línea de tendencia en color rojo, al suavizar el perfil medido, permitió identificar tres segmentos diferentes según el cambio en la concavidad.

El primero es cóncavo hacia arriba y se continúa hasta aproximadamente la mitad del segmento C, adoptando, a partir de allí, un perfil cóncavo hacia abajo, para finalmente retomar un perfil cóncavo hacia arriba desde el comienzo del segmento F. En la Figura V.4 se presenta una ampliación de cada uno de estos tres segmentos.

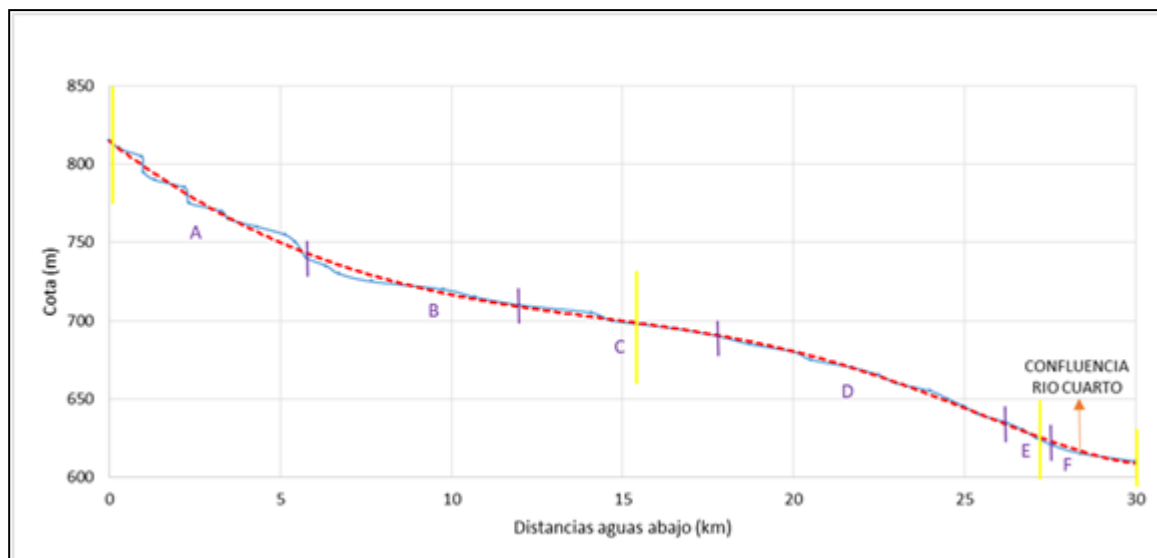


Figura V.3: Perfil longitudinal del río San Bartolomé en donde se muestran los segmentos de canal delimitados en el capítulo anterior. En rojo se indica la línea de tendencia y entre líneas amarillas se indican los cambios de concavidad de la curva.

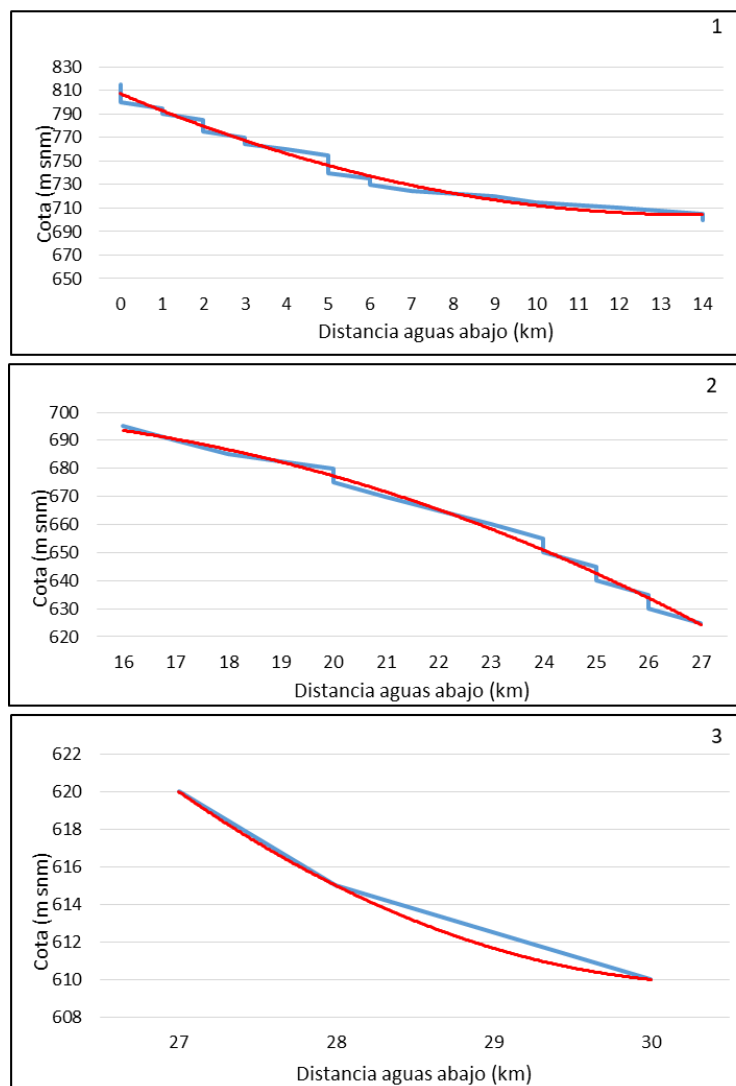


Figura V.4:1) Sección cóncava hacia arriba, segmentos A, B y C, **2)** Sección cóncava hacia abajo, segmentos D y E y **3)** Sección cóncava hacia arriba, segmento F.

El primer tramo cóncavo hacia arriba del perfil coincide con aquellos tramos del río cuyo régimen es permanente, en donde los segmentos A y B poseen un diseño de canal sinuoso y el segmento C meándrico.

Como se señaló en el capítulo anterior, la mitad aguas arriba del canal del segmento B se caracteriza por presentar una secuencia de umbrales y fosas (Fig.IV.11). Estas morfologías presentan un espaciamiento regular entre los sucesivos umbrales o fosas, siendo entre 5 a 7 veces el ancho del canal; esta relación fue encontrada para ríos donde la carga del lecho es proveniente de la cuenca alta, es decir transportada por el régimen hidrológico del río (Knighton, 1998). Para corroborar esta relación, se midió la distancia que separa los sucesivos umbrales (Tabla V.3), obteniendo como resultado un promedio de 12 veces el ancho de canal, superando ampliamente el espaciamiento previsto para estas secuencias.

Umbral	d (m)	w (m)	d/w
1	233	16	14.56
2	71.8	18.1	3.97
3	158	22	7.18
4	207	19.9	10.40
5	110	20.7	5.31
6	97.5	13.7	7.12
7	187	12.3	15.20
8	94.7	10.3	9.19
9	193	11.4	16.93
10	195	15	13.00
11	139	9.81	14.17
12	227	11.7	19.40
13	357	16.3	21.90
14	114	11.2	10.18
15	170	12.8	13.28
	Valor promedio d/w		12.12

Tabla V.3: Distancia entre umbrales (d), ancho de canal (w) y su relación (d/w).

Una posible razón para el apartamiento del valor característico de esta relación señalado por Knighton (1998), puede deberse a que los materiales que conforman los umbrales no sean transportados por el canal proveniente de la cuenca alta, sino que se trata, en parte, de sedimentos incorporados por erosión de márgenes hacia el canal (Fig.V.5). De este modo, el material es agrupado por el flujo en forma de umbrales, de manera de llegar a un equilibrio entre la fricción del flujo, los sedimentos transportados y la pendiente resultante. Esta secuencia de umbrales y fosas le confiere una rugosidad al canal (disipando la energía del flujo), lo que explica el bajo gradiente del canal, tal como se vio en el apartado IV.3 donde el valor medido es de 0.48%.

Este comportamiento es propuesto, entre otros, por Knighton (1998) y Ritter *et al.*, (1995) como una forma de auto-ajuste del canal para llegar a condiciones de estabilidad. Estos autores sostienen que el desarrollo de estas secuencias (umbrales y fosas) expresan cómo el lecho, el flujo y los sedimentos transportados se interrelacionan para mantener condiciones de cuasi equilibrio.



Figura V.5: Material psefítico que constituye las márgenes, que se incorpora al canal. Nótese el talud de derrubios próximos al cauce (línea roja).

En la mitad aguas abajo del segmento C (Fig. V.3) la curva de ajuste revela que el perfil longitudinal comienza a adoptar una forma cóncava hacia abajo, coincidente con el cambio hacia un patrón de canal entrelazado que caracteriza al río en esa zona. Esta tendencia del cauce se afirma claramente en los segmentos D y E, con un patrón de canal entrelazado, un aumento en el ancho del cauce (ancho medio de 68 y 60 m para los segmentos D y E, respectivamente), y un régimen temporario que da cuenta que el caudal disminuye por infiltración perdiendo capacidad de transporte (Fig.IV.21 y IV.23).

Finalmente, la curva de ajuste adopta nuevamente una forma cóncava hacia arriba, correspondiente al segmento F y coincidente con el carácter permanente del mismo. El ancho de la sección transversal (Fig.IV.25) disminuye considerablemente y con ello una mayor velocidad del flujo, modificando su régimen hidráulico.

V.2.2 Análisis de la variación de la carga transportada

Es conocida la relación entre el cambio de la pendiente del canal asociada a la disminución del tamaño de grano medio (D_{50}) de la carga transportada (*fining*), también llamada "*ley de Sternberg*", descrita por primera vez por Sternberg (1875). Estudios

más recientes confirman esta relación entre la disminución del tamaño de grano y el perfil longitudinal del canal (Rice, 1999; Ichim and Radoane, 1990 y Gasparini *et al.*, 2004).

El análisis de la variación de la carga se efectuó teniendo en cuenta la nueva distribución en los tres segmentos identificados en el apartado anterior (Fig.V.4). Se analizó la variación de las fracciones D_{50} y D_{90} en cada uno de ellos (Fig.V.6).

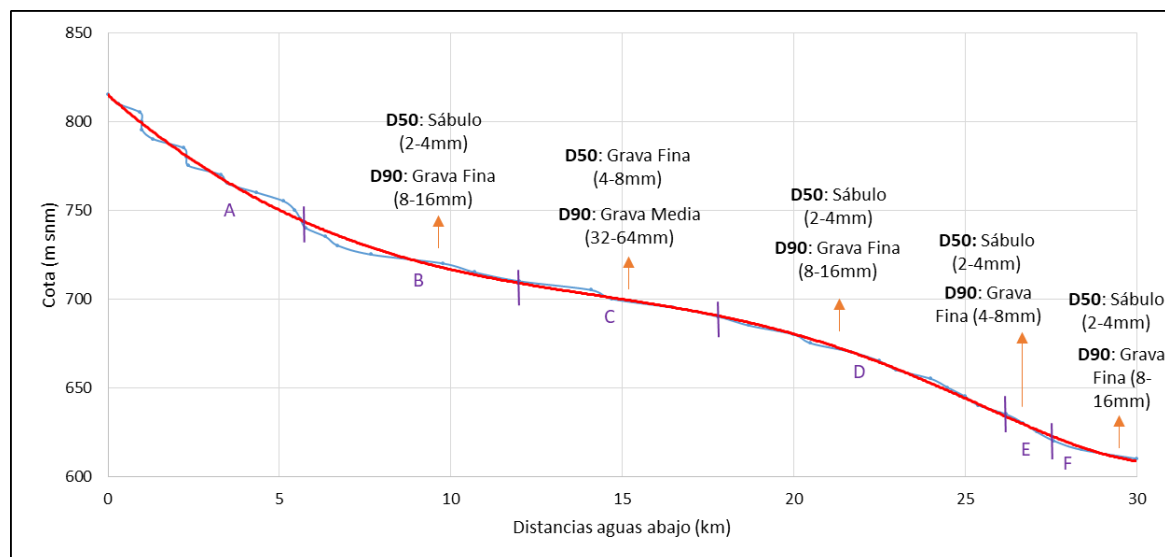


Figura V.6: Perfil longitudinal del río San Bartolomé, señalando la fracción D_{50} y D_{90} para los segmentos B - F del canal.

Según los datos presentados en el apartado IV.5.2, se observó una pobre a muy pobre selección granulométrica en todo el tramo en estudio, y una variación del tamaño granulométrico aguas abajo.

El segmento **B**, presenta un D_{50} tamaño sábulo (2-4 mm) y el D_{90} grava fina (8-16 mm). Cabe aclarar que en esta zona, no se ha podido realizar el análisis granulométrico mediante fotografías para determinar las fracciones más gruesas, por lo que el D_{50} y el D_{90} serían, con seguridad, mayores que los obtenidos mediante el tamizado, siendo las granulometrías más gruesas de toda la sección en estudio, tal como se observa en la Figura IV.11 del capítulo IV, con la presencia de cantos rodados en el lecho. Esto sería consistente con el régimen permanente de esta sección, la alta pendiente y ubicación en el perfil longitudinal del río San Bartolomé (tramo cóncavo hacia arriba).

El segmento **C** con un D_{50} en el tamaño grava fina (4-8 mm) y un D_{90} en grava media (32-64 mm) representa las mayores granulometrías medidas en el tramo de estudio, siendo éste de carácter permanente y diseño meándrico. A partir de aquí, las fracciones granulométricas comienzan a disminuir notablemente, en concordancia con el inicio de los segmentos de régimen temporario/efímero, y diseño entrelazado. Para el

segmento D, el D_{50} corresponde al tamaño sábulo y el D_{90} a grava fina (8-16 mm), disminuyendo el D_{90} a grava fina (4-8 mm) en el segmento E, lo cual es consistente con su posición en el perfil longitudinal.

Finalmente, previo a la confluencia con el río Cuarto, en el segmento F, el D_{90} vuelve a aumentar, siendo grava fina (8-16 mm), coincidente con un régimen de flujo de mayor velocidad.

Esta distribución granulométrica es concordante con lo tratado en el apartado V.2.2, donde las mayores granulometrías se encuentran en los tramos cuyo régimen es permanente y de ancho considerablemente menor (B, C y F), en los que el flujo adquiere competencia para transportar las mayores fracciones granulométricas. Hacia aguas abajo la granulometría disminuye, siendo consistente con el régimen temporario de los segmentos D y E, que implica la pérdida de flujo por infiltración, y por ello una considerable disminución en la capacidad de transporte.

V.2.3 Análisis de la relación entre el ancho de canal, el radio y la longitud de meandro

Para llevar a cabo este análisis se utilizaron las fórmulas definidas por Leopold y Wolman (1960) que permiten relacionar parámetros de la geometría de los meandros, como radio de curvatura y ancho de canal con la longitud de meandro (Fig. V.7). El objetivo de este análisis es comparar los datos estimados por las ecuaciones empíricas presentadas en la Tabla V.4 con los valores medidos, con el propósito de verificar posibles anomalías entre los parámetros morfológicos del canal.

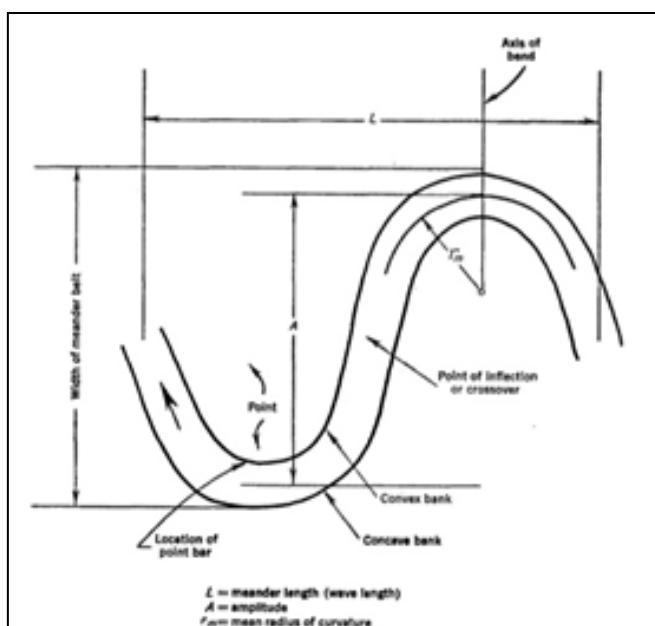


Figura V.7: Parámetros geométricos de un canal meándrico (vista en planta). Tomado de Leopold y Wolman (1960).

Las correlaciones más consistentes en el estudio de los parámetros geométricos de los ríos meándricos, se obtienen entre la longitud de onda (L), el radio de curvatura (rc) y el ancho de canal (w) (Leopold y Wolman, 1960). Diversos autores han expresado estas relaciones para ríos de planicies aluviales a través de ecuaciones empíricas (Fig.V.8), en las cuales puede apreciarse que los exponentes se encuentran muy cercanos a 1, por ello es posible asumir como lineal a la relación entre las distintas variables geométricas del canal.

(1) Longitud de onda/Ancho de canal	(2) Longitud de onda/Radio de curvatura
$L=10.9w^{1.01}$	$L=4.7rc^{0.98}$

Tabla V.4: Fórmulas empíricas propuestas por Leopold y Wolman (1960), que surgen de correlacionar el ancho de canal (w) y radios de curvatura (rc), con la longitud de onda (L) de meandros.

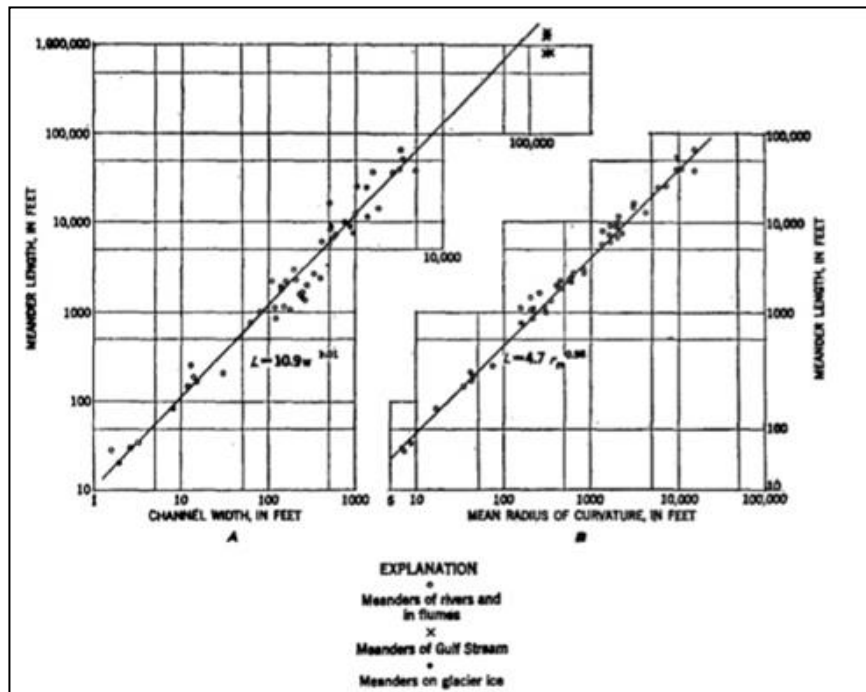


Figura V.8: Gráficas de las curvas de regresión obtenidas por Leopold y Wolman(1960). Se aprecian altas correlaciones, a la izquierda entre la longitud de onda y el ancho de canal, y a la derecha entre la longitud de onda y el radio de curvatura.

Leopold y Wolman (1960), obtuvieron también valores consistentes para la relación L/w donde L se encuentra en un rango de 7 a 10 veces el ancho de canal. La buena correlación entre el ancho, la longitud de onda y el radio de curvatura que se encontró en todos los ríos medidos, permitió inferir a estos autores un comportamiento del patrón de canal, independiente de los materiales que conforman el lecho y las paredes del canal.

Si se iguala en L las ecuaciones (1) y (2), y asumiendo que en ambas el exponente tiene un valor muy cercano a 1 pueden expresarse como sigue:

$$10.9 w^{1.01} = 4.7 rc^{0.98} \quad \rightarrow \quad rc/w = 10.9/4.7 = 2.3$$

Estos autores arribaron al valor 2.3 a través del análisis de 50 ríos de ambientes geomorfológicos variados y obtuvieron como resultado que la mediana es 2.7 y la media 3.1. De éste, dos terceras partes de los casos se encuentran entre 1.5 y 4 y aproximadamente un cuarto de los valores se encuentran entre 2 y 3. En base a esto, llegaron a la conclusión de que el radio de curvatura (rc) y el ancho (w) del canal tienen una influencia sobre la resistencia al flujo, lo que da un indicio de la base hidráulica que da lugar a la similitud geométrica observada entre los canales meándricos, pese a la diferencia de tamaños entre ellos.

A partir de esto se propuso realizar el mismo análisis para el río San Bartolomé, usando sólo las variables que presentan una mejor correlación y, de esta manera, poder determinar el grado de aproximación entre los valores medidos y los que arrojan las ecuaciones predictoras (Leopold y Wolman, 1960), asumiéndolas como la relación "normal o esperada" entre parámetros geométricos de meandros.

Este análisis se llevó a cabo solamente en los segmentos B, C y D, ya que presentan una sinuosidad suficiente como para obtener los parámetros seleccionados. Los datos medidos (valor promedio de cada segmento) y estimados se presentan en la Tabla V.5.

SEGMENTOS	Parámetros medidos (m)			Parámetros estimados (m)			
	w	rc	L	L (1)	L (2)	L(1)/w	rc/w
B	15.5	52.68	483.75	173.19	228.71	11.20	3.41
C	29.48	106.82	552	332.39	457.28	11.28	3.62
D	69.2	182.78	843	786.93	774.10	11.37	2.64

Tabla V.5: Parámetros de meandro medidos sobre cartografía y estimados de las ecuaciones (1) y (2) para el cauce actual del río San Bartolomé y valores de la relación rc/w.

La Tabla V.5 muestra que la relación entre la longitud de onda L (1) y el ancho w es mayor a 11 en los tres segmentos. Este valor sale del rango aceptable de la correlación definida (entre 7 y 10), constituyendo un primer indicio de anomalía morfológica entre sección y patrón de canal.

Por otro lado, de la comparación entre los valores de longitud de onda medidos y estimados, se observa que tanto para el segmento B como el C, la longitud media medida supera tanto a la longitud estimada L (1) como a la L (2), lo que indica que estos segmentos deberían presentar una menor longitud de onda, y con ello una mayor sinuosidad. Para el segmento D, la longitud media medida se aproxima bastante, aunque con sensibles diferencias, a las estimadas a través de las fórmulas (1) y (2), lo

que hace suponer una tendencia muy próxima a una dinámica morfológicamente "normal".

Para complementar el análisis, se calculó la relación de los promedios del ancho de canal con el radio de curvatura del meandro (rc/w). Se puede observar que en los segmentos B y C, este cociente es mayor al obtenido por los autores (2.3), siendo el valor del segmento D el más cercano al estimado. De todas maneras, todos los valores caen dentro del rango 1.5 - 4, es decir, que se pueden asumir las relaciones medidas, como morfológicamente normales. Esta relación afecta a la tasa de migración de meandros; según autores como Ritter *et al.*, (1995), las máximas tasas de migración corresponden a valores de rc/w entre 2 y 3, como el segmento D, quien tiende a sufrir una mayor migración de canal, lo que es consistente con lo anteriormente analizado en los apartados V.1.2 y V.1.3.

V.3 INFLUENCIAS MORFOTECTONICAS

En esta sección se hace énfasis a posibles cambios morfológicos del canal y faja fluvial asociados al control activo sobre el relieve, que ejercen los bloques tectónicos periserranos en la zona pedemontana.

Tal como se vio en el apartado III.3, la zona pedemontana se caracteriza por tener un relieve ondulado como consecuencia de la influencia de bloques de basamento que se encuentran a distintas profundidades debajo de los depósitos cuaternarios (Fig.III.33 y III.34), afectados por un ascenso diferencial, presumiblemente a causa de la tectónica neógena-cuaternaria. A mayor distancia del frente serrano, el relieve se va suavizando debido al aumento en la profundidad a la que se encuentran estos bloques.

En la Figura V.9 se observa como en posiciones próximas a la salida serrana el río se encuentra limitado por los bloques San Bartolomé y Las Cañitas, allí el valle fluvial es angosto y profundo y el canal sinuoso, sugiriendo una tendencia a la incisión. Como consecuencia, en esta zona la faja fluvial tiene los menores valores de ancho de todo el tramo pedemontano, entre 600 y 700 m en promedio.

Hacia aguas abajo, donde la influencia de estos bloques es menor o presumiblemente negativa (depresión), el río tuvo una mayor capacidad de divagación, generando de esta manera una faja fluvial amplia, alcanzando en algunos sectores los 1300 m de ancho.

En la Figura V.9.B se presentan cuatro perfiles topográficos transversales al río San Bartolomé, donde se percibe como varía el ancho y profundidad de las laderas del valle fluvial y su relación con los bloques periserranos.

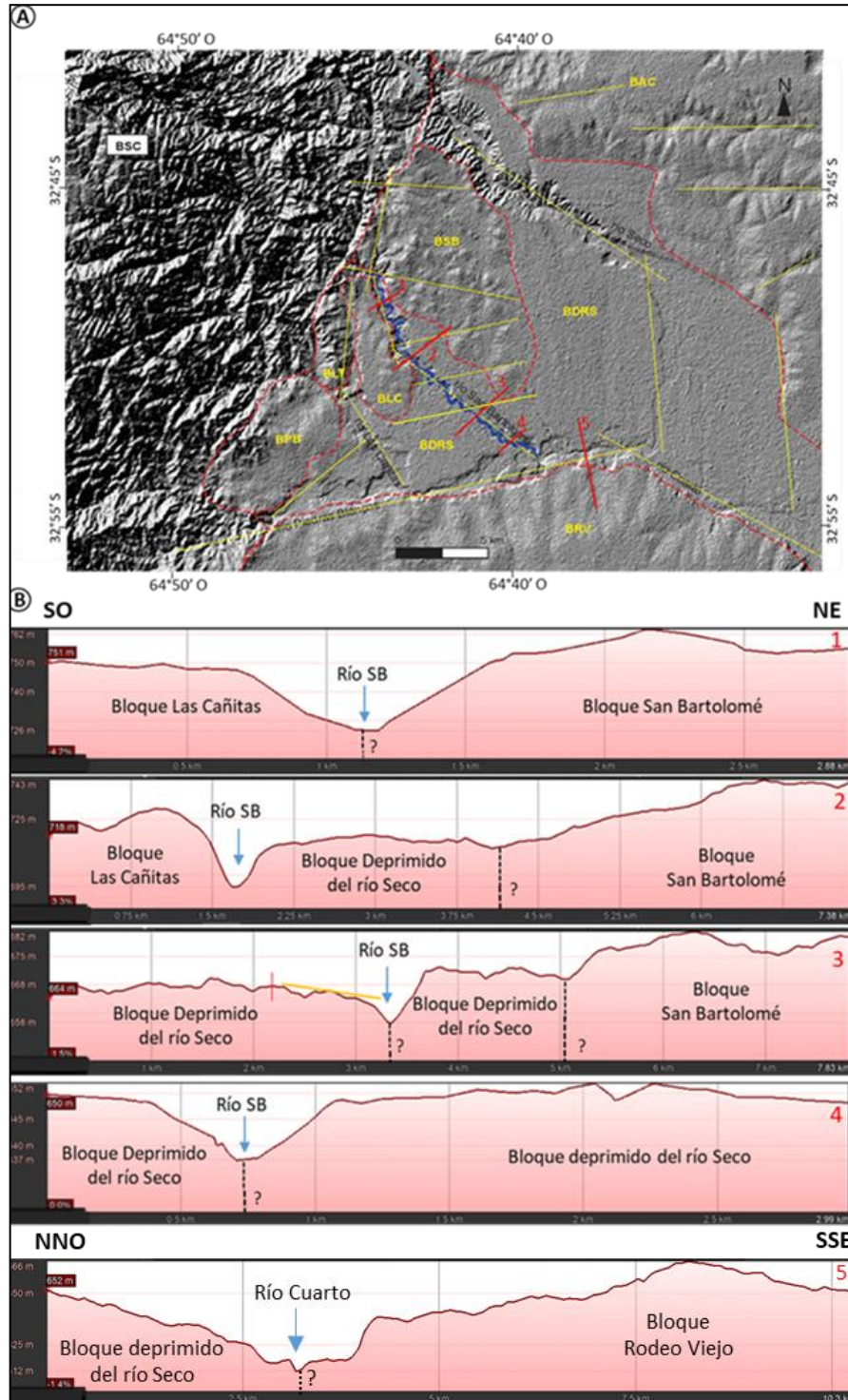


Figura V.9: A) Mapa morfoestructural. Se señala la ubicación de los perfiles topográficos 1 a 5 transversales a los ríos. B) perfiles topográficos 1 a 5 obtenidos en Google Earth, donde se señalan los bloques periserranos y la posición de los ríos San Bartolomé (SB) y Cuarto. La línea roja vertical en el perfil 3 señala el ancho de la faja fluvial del segmento D y la línea naranja la dirección de basculamiento del bloque deprimido río seco. Las líneas negras verticales discontinuas señalan el límite de los bloques. (BSC: Bloque Serrano Comechingones, BSB: Bloque San Bartolomé, BLT: Bloque Las Tapias, BPR: Bloque Piedras Blancas, BLC: Bloque Las Cañitas, BRV: Bloque Rodeo Viejo, BAC: Bloque Alfa Corral, BDRS: Bloque Deprimido del río Seco).

La morfología del valle adopta diferentes profundidades según la altura de los bloques adyacentes (Las Cañitas y San Bartolomé). La profundidad del valle es mayor y el ancho menor cuando estos bloques lo limitan (Perfiles 1 y 2, Fig.V.9.B), mientras que la profundidad es menor y el ancho mayor hacia aguas abajo, donde disminuye la influencia confinante de los bloques (Perfiles 3 y 4. Fig. V.9.B). Esta característica puede apreciarse en la mapa de incisión de la Figura V.11, la cual es más importante en la zona de los bloques periserranos, y disminuye notoriamente hacia aguas abajo.

También se ha realizado un perfil topográfico transversal al río Cuarto (Perfil 5, Fig.V.9.B) a partir del cual se puede observar el control que ejerce el bloque elevado Rodeo Viejo sobre el río Cuarto, imprimiéndole una orientación SO-NE al comienzo y luego SE-NO.

Por su parte en el segmento D, el marcado carácter asimétrico de la faja fluvial del río, con el mayor desarrollo sobre la margen derecha, puede asociarse al basculamiento del bloque deprimido río Seco hacia el NE (tilting, Schumm *et al.*, 2000) (mostrado en el perfil 3 de la Figura V.9.B), evidenciado además por la presencia de meandros abandonados en esta zona, obligando al cauce a divagar preferentemente sobre la margen izquierda (Figs.V.10).



Figura V.10: Imagen satelital Google mostrando la asimetría de la faja fluvial del río San Bartolomé.

Por otra parte, y tal como se ha mencionado en el apartado III.4.1, se presume que el tributario del río San Bartolomé antiguamente drenaba directamente hacia el Sur,

constituyendo la salida serrana principal del río, señalada en círculo rojo en la Figura V.11. Actualmente ese paleorasgo fluvial, que funciona evacuando excedentes hídricos del sector pedemontano, se encuentra incidido en los materiales constituyentes del bloque homónimo. La desactivación de este antiguo valle fluvial presumiblemente sea consecuencia de movimientos neotectónicos periserranos, que forzaron un cambio en su dirección según la configuración actual (Figs.V.11 y III.53). Andreazzini (2015) describe un comportamiento similar en la cuenca serrana del río Las Tapias, la cual posiblemente haya estado conectada en el pasado a la del río San Bartolomé, o al menos a la salida del sector serrano el río Las Tapias que derramaba hacia el NNO-SSE (círculo amarillo Fig.V.11). Puede apreciarse en esta misma figura que el lineamiento de dirección NO-SE se continúa en el ambiente pedemontano, dentro del bloque San Bartolomé.

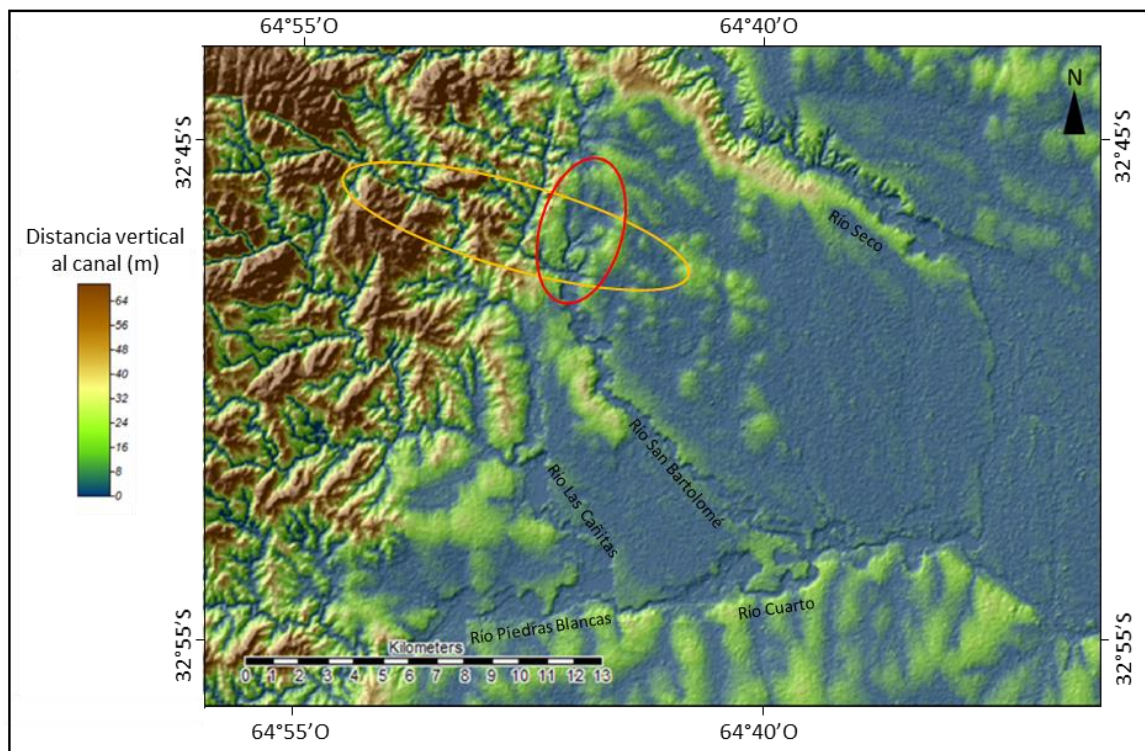


Figura V.11: Mapa de incisión obtenido con el SIG SAGA, en rojo se señala una probable antigua salida serrana del río San Bartolomé, desactivada presumiblemente por movimientos tectónicos periserranos. En naranja se señala la probable conexión en el pasado entre las cuencas de los ríos Las Tapias y San Bartolomé propuesta por Andreazzini (2015).

Esta configuración de bloques morfoestructurales, permitió reagrupar los segmentos aluviales (B a F) definidos en el capítulo anterior, como 1 a 4 (Fig.V.12), donde los segmentos B y C conforman un único segmento (2), el cual se encuentra erodando materiales pertenecientes a la unidad geomorfológica "Bloques periserranos", caracterizado por un dominio de los procesos de incisión, limitando su divagación.

Por otro lado, se agrupan los segmentos D y E en uno solo segmento (3), donde aquí la tendencia negativa del bloque deprimido del río Seco, genera las condiciones para divagar y comportarse como el principal tramo de agradación. Por su parte, el segmento anteriormente denominado F, y ahora como 4, será tratado en el próximo apartado.



Figura V.12: Segmentos 1 a 4 redefinidos para el río San Bartolomé, delimitados entre líneas de color rojo.

V.4 INFLUENCIAS CLIMATICAS

El rol del clima en este estudio es analizado de dos maneras. Por un lado, teniendo en cuenta los últimos 40-50 años (ciclo corto), en base a la información de series de precipitación, cartográfica, aerofotográfica y de imágenes de satélite, y por el otro, examinando posibles efectos de los cambios climáticos de los últimos miles de años.

Para el primer caso (Fig.V.13), se compararon fotografías aéreas e imágenes satelitales en las que se pudo observar que si bien la densidad de drenaje de la cuenca

pedemontana del río San Bartolomé no ha aumentado, se aprecia, aunque de manera poco significativa, un aumento de los rasgos de erosión hídrica que afectan a la faja fluvial. Esto queda evidenciado en una serie de cárcavas, generadas a partir de las márgenes del cauce, principalmente en el tramo final del segmento 3 e inicial del 4, en proximidades de la confluencia con el río Cuarto (Fig.V.13).



Figura V.13: Comparación en el tiempo de cárcavas desarrolladas en la faja fluvial del río San Bartolomé previo a la confluencia con el río Cuarto.

Por otro lado, se han podido observar los cambios en el tiempo que ha sufrido el tributario pedemontano del río San Bartolomé en cuenca media-alta. En la Figura V.14, si bien la fotografía aérea no permite visualizar la cárcava completa, se puede apreciar una extensión muy poco significativa hacia el Norte, en los últimos 43 años.



Figura V.14: Comparación en el tiempo del tributario del río San Bartolomé próximo a la salida serrana.

Por otra parte si bien se observa una tendencia en el incremento de las precipitaciones anuales desde la década del '70 hasta la actualidad, tal como se

mencionó en el apartado III.1.3.1, las modificaciones producidas no se perciben de gran magnitud. Esta observación es coherente con los mínimos cambios detectados en los parámetros del canal para el mismo periodo de tiempo analizado, tratados en el apartado IV.1. Esto permite sugerir que los escasos incrementos en los rasgos de erosión hídrica pueden estar asociados al mal uso y manejo de los suelos, o bien a un descenso del río Cuarto, nivel de base del río San Bartolomé. (Fig.II.3). Además, el relieve fuertemente ondulado, que caracteriza a la zona periserrana (Carignano et al., 2014), aumenta aún más la susceptibilidad a la erosión hídrica.

Por otro lado, tal como se ha señalado en el apartado III.2.1.2, el clima en el pasado se ha comportado de manera cíclica, intercalando periodos húmedos y áridos que influyeron directamente en la geomorfología y estratigrafía de la región. Durante el Holoceno temprano a medio (período *Hypsithermal*, aprox. entre 9500-8200 y 5200-4000 años A.P, Carignano, 1999), las condiciones climáticas fueron húmedas y cálidas. Al mismo se asocia una gran expansión de las cuencas hidrológicas del Sur de Córdoba y una mayor descarga de los ríos (Carignano, 1999). Se propone vinculara este periodo la formación de la antigua faja fluvial del río San Bartolomé, cartografiada en la Figura III.38 como paleo-faja fluvial.

Luego, el Holoceno tardío se caracterizó por una aridización, generando depósitos de material loésico y erosión de los suelos, obliterando la paleo-faja fluvial y cubriéndola con depósitos eólicos.

El posterior mejoramiento climático alrededor de 1600-1500 años A.P. hasta la actualidad (Carignano, 1999), pudo brindar las condiciones para el comienzo del desarrollo de la faja fluvial actual del río Cuarto, que para esta época se presume integró por captura al río San Bartolomé, el que frente al nuevo nivel de base, inició un proceso de incisión del canal hasta su posición actual. Esto último podría ser corroborado con estudios de correlación entre los niveles de terrazas presentes en la faja de los ríos San Bartolomé y Cuarto y estudios geocronológicos.

Por lo tanto, el segmento 4 definido en el apartado anterior, constituye el tramo de conexión (captura) entre el río San Bartolomé y el río Cuarto.

CAPITULO VI
CONCLUSIONES

VI. CONCLUSIONES

1- La variabilidad de parámetros morfológicos, sedimentológicos e hidrológicos observada en el tramo extraserrano del río San Bartolomé, ha permitido definir segmentos con distinta morfodinámica, pudiendo concluirse lo siguiente:

- La anomalía encontrada entre parámetros de meandros medidos y estimados (longitud de onda, radio de curvatura y ancho de canal) para el **segmento 2** refuerzan la hipótesis de que es un **tramo en ajuste y semiconfinado**. Por otra parte, la razonable correlación entre dichos parámetros encontrada en el **segmento 3** refuerza su **carácter aluvial (agradativo)**, es decir, un adecuado equilibrio entre los parámetros hidrológicos (descarga y transporte de sedimentos) y geométricos del canal (patrón y sección).

- Las mayores granulometrías encontradas en los **segmentos 2 y 4**, se explican por el menor ancho que presenta el canal en los mismos, lo que le confiere al flujo una **mayor capacidad de transporte**. Por otro lado, la pérdida de caudal por infiltración, en el **segmento 3**, caracterizado por los mayores anchos de canal, determina una **menor capacidad de transporte** y competencia del flujo y con ello una disminución en la granulometría, percibida en la disminución de la fracción D_{90} .

- El desarrollo de umbrales y fosas, en la mitad aguas arriba del segmento B, que no cumplen con la relación distancia/ancho (entre 5 a 7 veces el ancho del canal), evidencian que la proveniencia de estos materiales no se vincula totalmente a la carga que llega desde la cuenca alta, sino que parte es aportada desde las márgenes, constatando la tendencia del canal a la incisión en este tramo del segmento.

- El perfil longitudinal cóncavo hacia abajo que el río adopta en el **segmento 3**, es coincidente con un notorio aumento en el ancho de la sección transversal y un régimen temporario. La tendencia del canal a incrementar su ancho y adoptar un diseño típicamente entrelazado, que tiene como propósito generar espacio de acomodación para los sedimentos dentro de su propio cauce, es consistente con una **dinámica claramente agradativa**.

- El patrón rectilíneo y la baja relación A/P fundamentalmente controlada por la litología de las márgenes del **segmento 4**, tiene como consecuencia un aumento en la velocidad de la corriente, y lo convierte en un segmento **dominado por el transporte**. Esto define el perfil longitudinal cóncavo hacia arriba, mientras que el grado de incisión está

directamente influenciado por los ajustes en el río Cuarto, nivel de base del sistema San Bartolomé.

- Un probable origen de los rasgos erosivos (sistema de cárcavas) en ambos márgenes del río San Bartolomé, próximo a la confluencia con el río Cuarto, podría estar asociado a la incisión de su cauce como consecuencia de procesos de ajustes con el río Cuarto.

2- A partir de la caracterización del contexto tectónico y su relación con los ajustes en la faja fluvial del río San Bartolomé se concluye que:

- La marcada correspondencia espacial entre bloques morfoestructurales elevados con una faja fluvial incidida de alta sinuosidad y un perfil longitudinal cóncavo hacia arriba (segmentos 1 y 2) y, bloques deprimidos con una faja fluvial amplia de baja sinuosidad y un perfil longitudinal cóncavo hacia abajo (segmento 3), sugieren la evidente influencia que ejerce la configuración de bloques periserranos sobre la morfología de la faja fluvial y del valle actual del río San Bartolomé.

- La tectónica activa en la zona de estudio queda evidenciada principalmente en el segmento 3; por un lado, por la marcada tendencia agradativa del canal que define la forma cóncava hacia abajo del perfil longitudinal, busca compensar el descenso tectónico al que está sometido el tramo y, por el otro, el desarrollo de una faja fluvial asimétrica, por efecto del basculamiento lateral del bloque hacia el NNE, con el desplazamiento del canal sobre la margen izquierda (extremo descendido), ambos efectos tectónicos operan sobre la faja actual del río (1500 años AP). Esto es consistente con la probada actividad tectónica Cuaternaria hallada por Castaldi (2013) y Moreno (2015), entre otros autores, en el piedemonte occidental de la sierra de Comechingones.

3- Los procesos de ajuste del río San Bartolomé en relación a influencias climáticas, analizados en el corto (últimos 40-50 años) y mediano plazo (periodo Holoceno), permiten concluir los siguientes puntos:

- Se propone vincular el desarrollo de la antigua faja fluvial del río San Bartolomé (unidad paleo-faja fluvial) al Holoceno temprano a medio (periodo Hypsitermal), la cual fue obliterada por depósitos eólicos durante el Holoceno superior. La faja actual de este sistema fluvial se habría desarrollado a partir del mejoramiento climático acaecido 1500-

1600 años AP. Durante este periodo el río Cuarto habría integrado por captura al río San Bartolomé, el que frente al nuevo nivel de base, inició un proceso de incisión del canal hasta su posición actual.

- El aumento de las precipitaciones desde el siglo pasado y su consecuente respuesta en el régimen de caudal, tanto líquido como sólido, ha podido ser absorbido por el río San Bartolomé (especialmente en el segmento 3), ya que el escaso acortamiento de su cauce, detectado hasta 1970, ha sido compensado a través de un aumento en la sinuosidad, recurso de autorregulación típico de ríos con regímenes aluviales.

- La forma adoptada por los hidrogramas del río San Bartolomé indican un marcado carácter torrencial de las crecidas, a la vez que una buena capacidad de almacenamiento de la cuenca alta, en función de su extendida rama de descenso, típico de cuencas bien desarrolladas, y consistente principalmente con el grado de alteración/fracturamiento del sustrato granítico de la zona.

- Considerando las condiciones climáticas actuales (tendencia en el aumento de las precipitaciones anuales), una posible tendencia a futuro para esta zona de estudio, estaría asociada a la persistencia de los procesos de ajuste del nivel de base (incisión del río Cuarto), que especialmente se percibirían en el segmento F, donde se esperaría una profundización. Esta última podría extenderse hacia el segmento E en función de la intensidad del proceso y por lo tanto cambiando la morfodinámica de este último.

VI.2 Recomendaciones

-Para poder sustentar con mayor detalle la relación entre pendiente del tramo de canal y la granulometría transportada, se recomienda un muestreo más sistemático, en términos de estacionalidad y mayor frecuencia espacial.

- Para realizar un análisis más detallado del perfil longitudinal y su relación con el tipo de carga transportada, patrones y geometría de canal, sería importante realizar un relevamiento topográfico del perfil de todo el tramo de estudio, con mayor precisión.

- Para comprender mejor el origen de la asimetría de la faja fluvial en sectores pedemontanos, se recomienda realizar estudios geofísicos que permitan establecer una relación más clara entre la configuración de los bloques y la morfología de la faja.

- Profundizar los estudios neotectónicos apoyados con información sedimentológica, para definir la proveniencia de los depósitos pedemontanos y relación con posibles cambios en las salidas serranas del río San Bartolomé.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- Agua y Energía Eléctrica S.E. 1967. Estudio y proyecto presa embalse Tincunaco.
- Andreazzini, M.J. 2015. Análisis de los procesos de ajuste en sistemas fluviales serranos-pedemontanos frente a cambios ambientales. Cuenca del río Las Cañitas, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, UNRC (inédita). Río Cuarto
- Andreazzini, M.J. y Degiovanni, S.B. 2011. Diseño de canal en el sector pedemontano del río Las Cañitas, Córdoba. Factores de control, morfodinámica e implicancias ambientales. Argentina, Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Actas 1426-1427, Neuquén.
- Andreazzini, M.J., Degiovanni, S.B., Cantú, M., Grumelli, M., Schiavo, H. 2013. Análisis e interpretación paleoambiental de secuencias del cuaternario superior en pampas de altura del sector centro-sur de la sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis. La Plata: Asociación Argentina de Sedimentología 2: 65 - 84.
- Andreazzini, M.J., Degiovanni, S.B., Spalletti, M., Irigoyen, M. 2014. Producción de sedimentos en una cuenca de Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina: Estimación para distintos escenarios. Revista del Programa Hidrológico Internacional de la UNESCO para América Latina y el Caribe. Organización de la Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura, Oficina Regional de Ciencia para América Latina y el Caribe, Programa Hidrológico Internacional 1: 38 - 49.
- Andreazzini, M.J., Spalletti, M., Degiovanni, S.B. 2015. Análisis morfodinámico del tramo extraserrano del río Las Cañitas, Córdoba. Aplicación de un modelo numérico. Argentina, Ushuaia. 6° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 203-205.
- Andreazzini, M.J., Degiovanni, S.B. y Echevarría, K. 2016. Paleoenvironmental reconstruction of Quaternary valley-fill successions in summit paleosurfaces of southern Sierras Pampeanas (Córdoba Province, Argentina). QUATERNARY INTERNATIONAL. Amsterdam: PERGAMON-ELSEVIER SCIENCE LTD 1040-6182.
- Beltramone, C.A. 2007. Las superficies de erosión en las Sierras Pampeanas de Córdoba: algunas consideraciones sobre su génesis: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62 (3): 478-482.

- Blarasin, M., 2003. Geohidrología ambiental del Sur de Córdoba, con énfasis en la ciudad de Río Cuarto y su entorno rural. Tesis Doctoral, UNRC (inédita), Río Cuarto.
- Blarasin, M., Cabrera, A. y Degiovanni, S.B. 2000a. Hidrogeología regional: el agua subterránea como recurso fundamental del Sur de la Provincia de Córdoba, Argentina. 1º Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas, 20 p. Fortaleza.
- Blarasin, M., A. Cabrera, E. Matteoda y G. Villalba, 2000b. Condicionamientos hidrogeológicos sobre la presencia de As en aguas subterráneas en el marco de los geoindicadores en el sur de Córdoba. Taller sobre As en aguas de bebida. Santiago del Estero. Argentina.
- Blarasin, M., Degiovanni S.B., Eric C. y Paris M. 2002. Hydrological risks related to ungauged watersheds in the south of Córdoba province, Argentina. IAHS Decade of Prediction in ungauged basins.
- Blarasin, M., Degiovanni, S., Cabrera, A., Matteoda, E., Giuliano, J., Felizzia, J., Bécher, F.N., Andreazzini, M.J., Eric, C.F., Villegas, M., Origlia, D., Doffo, N.C., Sagripantl, G., Maldonado, L., Villalba, G. 2011. Hidrología superficial y subterránea de áreas serranas-pedemontanas del Sur de Córdoba: Aspectos hidrodinámicos, químicos e isotópicos, modelación y desarrollo de aplicaciones. Argentina, Córdoba. 1º Taller sobre Estudios Hidrológicos en Áreas Serranas de la Provincia de Córdoba. Univ. Tecnol. Nacional- Córdoba, CIRSA-Inst. Nac. del Agua, CETA-Univ. Nac. Córdoba, Univ. Cat. de Córdoba.
- Cantú, M. 1992. Provincia de Córdoba. En Iriondo, M. (Ed.), El Holoceno en la Argentina. CADINQUA 1: 1–16. Buenos Aires.
- Cantú, M. y S. Degiovanni, 1984. Geomorfología de la región centro-sur de la Provincia de Córdoba. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 76–92. San Carlos de Bariloche.
- Cantú, M. y Degiovanni, S.B. 1987. Génesis de los sistemas lagunares del centro-sur de la Provincia de Córdoba, República Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 289–292. San Miguel de Tucumán.
- Capitanelli, R. G., 1979. Clima. En: Geografía física de la Provincia de Córdoba. 45-138, Córdoba.

- Carignano, C. 1999. Late Pleistocene to recent climate change in Cordoba province, Argentina: geomorphological evidence. *Quaternary International* 57-58: 117–134.
- Carignano, C., Kröhling, D., Degiovanni, S.B. y Cioccale, M. 2014. Geomorfología. En Roberto D. Martino y Alina B. Guerreschi (Eds.) *Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*: 747-821, Córdoba.
- Castaldi, G. 2013. Relevamiento y caracterización de las deformaciones neógenas - cuaternarias asociadas a la falla El Molino, Sierra de Comechingones. Tesis de licenciatura, UNRC (Inédita). Río Cuarto.
- Chebli, G., Mozetic, M., Rossello, E. y Bühler, M., 1999. Cuencas Sedimentarias de la Llanura Chacopampeana. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Geología Argentina. Anales* 29 (20): 627-644. Bs. As.
- Coniglio, J. y Esparza, A. 1988. Geología del sector sur del Batolito Cerro Áspero-Alpa Corral, Córdoba, Argentina. *5° Congreso Geológico Chileno*, 2, E1–E15.
- Costa, C., 1996. Análisis neotectónico en las Sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y métodos. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2*: 285–300. Buenos Aires.
- Costa, C., 1999. Tectónica Cuaternaria en las Sierras Pampeanas. En: Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina, Anales* 29(24), Sección 2B: 779–784. SEGEMAR, Buenos Aires.
- Costa, C., 2000. Geomorphic signature of Quaternary deformation and strategies for regional mapping in Argentina. *Proceedings of 31° International Geological Congress*, in CD-ROM, Brazil.
- Costa, C. 2001. Quaternary deformation at the central Andes Orogenic Front and Foreland regions of Argentina: *Proceedings of the International Symposium and School on Active Faulting*, p. 59–64. Japan.
- Costa, C. y Morla, P. 1996. Algunos rasgos estructurales de la depresión del río Conlara, provincias de San Luis y Córdoba. *13° Congreso Geológico Argentino. Actas 2*: 283. Buenos Aires.

- Costa, C., y Vita-Finzi, C., 1996. Late Holocene intraplate faulting in the SE Sierras Pampeanas, Argentina. *Geology*, 24: 1127–1130.
- Costa, C., Gardini, C. y Giaccardi, C. 1992. Fallamiento moderno en la Sierra de Comechingones, Provincia de San Luis. 8º Reunión de Microtectónica, Resúmenes 7, San Carlos de Bariloche.
- Costa, C., Murillo, M., Vita-Finzi, C. y Gardini, C. 1994. Quaternary faulting and perspectives for paleoseismological studies in the southeastern Pampean Ranges, Argentina. En: Prentice, C., Schwartz, D., and Yeats, R. (eds.), *Workshop on Paleoseismology: United States Geological Survey Open-File Report 94-568*: 39–40.
- Costa, C., González Díaz, E., Murillo, M., Gardini, C., Giaccardi, A., Sequeiros, J. y Bea, S. 1999. Morfotectónica del frente de levantamiento andino de la sierra de Comrechingones. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 32
- Costa, C., Murillo, V., Sagripanti, G. y Gardini, C. 2001. Quaternary intraplate deformation in the southeastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Seismology* 5: 399–409.
- Dasso, C.M., Piovano, E.L., Pasquini, A.I., Córdoba, F.E., Lecomte, K.L., Guerra, L. y Campodónico, V.A. 2014. Recursos Hídricos Superficiales. Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba: 1209-1232, Córdoba.
- Degiovanni S. 2005. Geomorfología Regional. En *Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Cba.: una perspectiva geoambiental*. Ed. UNRC. Río Cuarto. ISBN 950-665-350-x.
- Degiovanni, S.B. 2008. Análisis geoambiental del comportamiento de los sistemas fluviales del Sur de Córdoba, en especial del Aº Achiras -del Gato, como base para su gestión sustentable. Tesis Doctoral, UNRC. 597 pág. Río Cuarto, Córdoba.
- Degiovanni, S.B. y Andreazzini, M.J., 2013. Geomorphological characterization of relictic Gondwanic paleosurfaces in the Comechingones range, Central Pampean Mountains, Argentina. Francia, París. 8th International Conference (IAG) on Geomorphology. International Association of Geomorphology

- Degiovanni S.B. y Blarasin, M. 2005. Hidrología superficial y morfodinámica de sistemas fluviales en el Sur de Cba. En "Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Córdoba". ISBN: 950-665-350-X. Blarasin M., S. Degiovanni, A. Cabrera y M. Villegas (Eds), UNRC-Río Cuarto. p31-40.
- Degiovanni S.B. y Doffo N.C. 2005. Longitudinal profile adjustment and channel stability: a case-study of the Achiras-Del Gato and Las Lajas streams, southern of Cordoba province, Argentina. España. Zaragoza. Libro. Resumen. Conferencia. Sixth International Conference on Geomorphology. The International Association of Geomorphologists.
- Degiovanni, S.B., Villegas, M. y Doffo, N.C. 2000. "Rectificación de meandros: evolución del perfil longitudinal de un tramo del río Chocancharava, prov. Cba." En "Uso y Preservación de los Recursos Hídricos en los Umbrales del siglo XXI", Edición en CD ROM, ISBN 987-99083-4-1. Ed. IRHi –FCEyT-UNSE.
- Degiovanni S.B., Doffo N.C. y Villegas M.; COMPILADORES: Collantes M., Sayago J. y Neder L. 2003. Geomorfología del extremo Sur de la Sierra de Comechingones. Geomorfología y Cuaternario. Asociación Argentina de Geomorfología y Cuaternario. p257 - 266. isbn 987-9390-47-4
- Degiovanni, S.B., Villegas, M., Blarasin, M. y Sagripanti, G. 2005. Hoja Geológica 3363-III Rio Cuarto. Programa Nacional de Cartas Geológicas – Secretaria de Minería de la Nación. ISSN 0328-2333.
- Degiovanni S.B, Doffo N., Villegas m., Sayago J. y Collantes M., 2009. Rejuvenecimiento de la red de drenaje del Sur de Córdoba (Argentina), como consecuencia del cambio climático durante la última centuria. Geomorfología y Cambio Climático. Tucumán: Magna Editores. p63 - 79. isbn 978987-9390-96-2.
- Degiovanni S.B., Andreazzini M.J., Villegas M., Eric C., Doffo N.C., Varni, M., Entraigas, I. y Vives, L. 2010. Caracterización de la carga en suspensión de los arroyos del sur de Córdoba. Implicancias morfodinámicas y ambientales. 1er Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul: Martin. p185 - 192. isbn 978-987-543-393-9.
- Degiovanni, S.B., Andreazzini, M.J, Doffo, N.C. y Echevarria, K. 2013. Análisis de las alteraciones históricas en los sistemas fluviales del Sur de Córdoba. Causas e

implicancias ambientales. 7° Congreso de Ecología y Manejo de Ecosistemas Acuáticos Pampeanos, Libro de Resúmenes: p. 48. Río Cuarto.

- Degiovanni, S.B., Echevarria, K., Andreazzini, M.J. y Doffo, N.C. 2014. Los sistemas fluviales del sur de Córdoba: alteraciones históricas, procesos de ajuste y consecuencias ambientales. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: S13, 2 p., Córdoba.

- Degiovanni, S.B., Blarasin, M., Cabrera, A., Echevarria, K., Andreazzini, M.J., Origlia, D., Matteoda, E., Maldonado, L., Becher, F., Giuliano, J., Eric, C. Doffo, N.C. y Felizzia, J. 2015. Caracterización morfodinámica e hidrogeoquímica de los sistemas hidrológicos superficiales del Sur de Córdoba. 2° Taller sobre Estudios Hidrológicos en Regiones Áridas y Semiáridas de la Rep. Argentina, Actas 59-60, Córdoba.

- Demartis, M., Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., D'Eramo, F.J., Tubía, J.M., Aragón, E. y Agulleiro Insúa, L.A. 2011. Ascent and emplacement of pegmatitic melts in a major reverse shear zone (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 33: 1334–1346.

- Doering A. 1882. Informe Oficial de la comisión científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia), realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo las órdenes del General Julio A. Roca. *Geología*, Bs. As., 3.

- Doffo N.C. y González Bonorino G. 2005. Caracterización morfométrica de la cuenca alta del arroyo Las Lajas, Córdoba: Un análisis estadístico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. v.60 n°1. p1 - 9. issn 1669-7316. eissn 1851-8249

- Doffo N.C., Degiovanni S.B., Villegas M., Varni E. y Entraigas I. 2010. Integración de cuencas de drenaje en áreas de llanura, durante la última centuria. El caso del arroyo Las Lajas, Córdoba, Argentina. 1er Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul: Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo Jorge Usunoff". p345 - 353. isbn 978-987-692-039-1.

- Doffo, N.C., Olthoff, L., Degiovanni, S.B., Origlia, D. y Sánchez, M.L. 2014. Estimación de crecidas extraordinarias en el Arroyo Tegua (Cba), a partir de evidencias geomorfológicas - sedimentológicas y modelación hidráulica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol 71. n (1). Pag. 48 – 55.

- Doffo N.C., Degiovanni, S.B, Echevarria, K. y Andreazzini, M.J. 2016. Caracterización morfohidrológica del tramo inferior del río Cuarto y los Bañados del Saladillo y determinación de la peligrosidad de inundación de la localidad de La Carlota. Informe técnico (Inédito), Universidad Nacional de Río Cuarto, 150 pp.
- Fagiano, M. 2007. Geología y Petrología del basamento cristalino de las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral, UNRC (Inédito). Río Cuarto.
- Fagiano, M., Pinotti, L. y Esparza, A.M. 1997. Estudio geológico de las rocas metamórficas en el sector centro-sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. R. Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, 3: E1627–E1630.
- Fagiano, M., Nullo, F. y Otamendi, J., 2002a. Migmatitas heterogéneas del sur de la Sierra de Comechingones. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas CD-ROM, El Calafate.
- Fagiano, M., Pinotti L., Esparza, A.M. y Martino, R. 2002b. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Cordoba, Argentina. Acta del congreso geológico argentino, El Calafate.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. 1957. "Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters"
- Gasparini, N., Tucker, G. y Bras R. 2004. Network-Scale dynamics of grain-size sorting: Implications for downstream fining, stream-profile concavity, and drainage basin morphology. *Earth Surf. Process. Landforms* 29, 401–421
- González Díaz, E. 1981. Geomorfología. En: Yrigoyen, M. Geología de la Provincia de San Luis. Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino 193–236. Buenos Aires.
- González, J. 2002. Sistemas de información geográfica y modelos hidrológicos: articulación para el estudio de una cuenca serrana en Córdoba (Argentina). Tesis de Maestría. Universidad de Comahue. 212 p. Inédito
- Gordillo, C. y Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Turner, J.C. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1: 577–650. Córdoba.
- Gorgas, J.A., Tassile, J., Jarsún, B., Zamora, E., Bosnero, E., Lovera, E., Ravelo, A., Carnero, M., Bustos, V., Pappalardo, J., Petropulo, G., Rossetti, E., y Ledesma, M.,

2003. Los recursos naturales de la Provincia de Córdoba: Los suelos. Agencia Córdoba D.A.C. y T.S.E.M. Dirección de Ambiente-INTA Manfredi.

- Hack, J.T. 1973. Stream profile analysis and stream-gradient index. U.S Geological Survey Journal of Research, 1: 421-429.

- Harvey, A.M. 1969. Channel capacity and the adjustment of streams to hydrologic regime. Journal of Hydrology, Pages 82-98

- Harvey, A.M. 2002. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. Geomorphology 45, 67–87.

- Holbrook, J.L. y Schumm S.A. 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. Tectonophysics 305 (1999) 287–306.

- <https://www.mininterior.gov.ar/obras-publicas/subsecretaria-rh.php>. Subsecretaria de recursos hídricos de la Nación.

- Ichim, I. y Radoane, M. 1990. Channel sediment variability along a river; a case study of the Siret River, Romania. Earth Surface Processes and Landforms 15: 211–225.

- Iriondo, M. 1987. Geomorfología y Cuaternario de la Provincia de Santa Fe (Argentina). D'Orbignyana 4: 1–54.

- Iriondo, M., 1990. The Late Holocene dry period in the Argentina plains. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 7: 197–218.

- Iriondo, M., 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. Quaternary International. 57/58: 93-112.

- Jordan, T. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science 286, 737-764.

- Keller, E.A. y Melhorn W.N. 1978. Rhythmic Spacing and Origin of Pools and Riffles. Geological Society of America Bulletin 89(5).

- Knighton, D. 1999. Fluvial Forms and Processes: A New Perspective. ISBN 13: 978-0-340-66313-4 (PBK).

- Kröhling, D. y Carignano, C. 2014. La estratigrafía de los depósitos sedimentarios cuaternarios. En Roberto D. Martino y Alina B. Guerreschi (Eds.) Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba: 673-724, Córdoba.
- Langbein, W.B. y Leopold, L.B., 1964. Quasi-equilibrium states in channel morphology. *American Journal of Science*, v.262, P 782-794.
- Leopold, L.B. y Langbein, W.B. 1966. River Meanders. *Scientific American*, 214, 60-70.
- Leopold, L.B. y Wolman, M.G. 1960. River meanders. *Bull Geol Soc Am* 71:769–794.
- Leopold, L. B., y Langbein, W.B. 1962. The concep of entropy in landscape evolution. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 500-A.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., y Miller, J.P. 1964, *Fluvial processes in geomorphology*: San Francisco, Calif., W.H. Freeman and Co., 522 p.
- Mackin, J.H. 1948: Concept of the graded river (Reprinted from *Geological Society of America Bulletin* vol 59, pg 463-511)
- Magnante, L., Degiovanni S.B., Doffo N.C. 2013. Análisis de los cambios morfológicos y morfodinámicos del arroyo El Cano (Córdoba) en la última centuria: factores de control, causas e implicancias ambientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. v.71 n°1. p56 - 68. issn 1669-7316. eissn 1851-8249.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 60-77.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Carignano, C. 2012. Influencia de la tectónica preandina sobre la tectónica andina: el caso de la falla de la sierra chica, sierras pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (2): 207 – 221. Buenos Aires.
- Mihaljevich, L. 2015. Análisis de las propiedades geomecánicas de sedimentos cohesivos sometidos a erosión fluvial y su incidencia en la morfodinámica del río Las Cañitas, Córdoba. Tesis de Licenciatura, UNRC (inérita). Río Cuarto.

- Moreno Pastore, C. 2015. Caracterización de las deformaciones neotectónicas en las secciones entre las localidades de la Punilla y Papagayo, de la falla Comechingones. Tesis de Licenciatura, UNRC (inédita). Río Cuarto.
- Morris, P.H y Williams, D.J. 1999. Exponential Longitudinal Profiles of Streams, Earth Surface Processes and Landforms. v.22, 2, p143-163.
- Mueller, J.E. 1968. An Introduction to the Hydraulic and Topographic Sinuosity Indexes. Annals of the Association of American Geographers, v. 58, No. 2, pp. 371-385.
- Murillo, M.V. 1996. Neotectónica del flanco occidental de la sierra de Comechingones, entre los arroyos Piedra Blanca y San Miguel (Provincia de San Luis). Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 135 p. Buenos Aires.
- Olthoff, L. 2012. Estimación de crecidas históricas mediante modelización numérica, basada en evidencias sedimentológicas y geomorfológicas, en el tramo medio del arroyo Tegua. Tesis de Licenciatura, UNRC (inédita). Río Cuarto.
- Otamendi, J.E, Nullo, F.E, Fagiano, M. y Aragón, E. 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la sierra de Comechingones, Córdoba, San Luis: algunas implicancias tectónicas. Actas 13° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 249-266.
- Otamendi, J.E., Fagiano M. y Nullo, F.E. 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones. Revista Asociación Geológica Argentina, 55(3): 265–279.
- Otamendi, J.E., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y Tibaldi, A. 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra the Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the protoPacific margin of Gondwana. Gondwana Research, 7(4): 1143-1155.
- Ouchi, S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geol. Soc. Am. Bull. 96, 504–515.
- Pagliero, P. 1999. Estudio Geológico - Sedimentológico de la cuenca media - baja del río Cuarto entre las localidades de Villa Reducción y Alejandro Roca. Tesis de Licenciatura UNRC (inédita). Río Cuarto. Córdoba. Argentina.

- Pinotti, L.P. 1998. El Batolito Cerro Áspero, provincia de Córdoba. Modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas. Tesis Doctoral. UNRC (inédita). Río Cuarto.

- Pinotti L.P., Esparza, A.M. y Coniglio, J.E. 1992. Formación de megacrystales de feldespatos potásicos en el sector sur del batolito C° Áspero-Alpa Corral (32°40'S y 64°50'O), Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina, Revista Estudios Geológicos 48: 211–219.

- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E. y Llambías, E.J. 1996. Características geológico-estructurales del plutón Alpa Corral, 32°38'–32°47'S y 64°55' –64°45'W, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas, 3: 477–486. Buenos Aires.

- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A.M., D'eraimo, F.J. y Llambías, E.J. 2002. "Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina." Journal of South American Earth Sciences. (15) 251-265.

- Pinotti, L., Tubía, J., D'Eramo, F., Vegas, N., Sato, A., Coniglio, J. y Aranguren, A., 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Aspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). Journal of Structural Geology, 28(5): 834-849.

- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., D'eraimo, F.J., Demartis, M., Otamendi, J.E., Fagiano, M. y Zambroni, N.E., 2014. El Magmatismo Devónico: Geología del Batolito Cerro Áspero. Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba: 255-276, Córdoba.

- Porta, G.R. 1992. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito Cerro Áspero-Alpa Corral, (32°34'–32°42'LS y 64°43'–64°52'LO), Provincia de Córdoba, Argentina, Revista Estudios Geológicos 48: 237-245.

- Rabassa, J. 2010. Gondwanic Paleolandscapes: long-term landscape evolution, genesis, distribution, and age. Geociências 29: 541–57.

- Rabassa, J., Zárate, M., Partridge, T.C., Maud, R., Cioccale, M. y Carignano, C. 1997. Gondwanic relict paleolandscapes in cratonic areas of Argentina. 4° International Conference on Geomorphology Abstracts, Suplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Supplement 3, 1: 321. Torino, Italia.

- Radice, E. 2015. Estudio petro-estructural de la faja de cizalla de guacha corral y su relación con variaciones químicas, magnéticas y gravimétricas, sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis doctoral. UNRC (inédita). Río Cuarto.
- Ramos, V. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3):168-174. Ottawa.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (ed.). *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29(3): 41– 96. Buenos Aires.
- Rice, S. 1999. The Nature and Controls on Downstream Fining Within Sedimentary Links. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes* v. 69, No. 1: 32-39.
- Richards, K.S. 1976. The morphology of riffle-pool sequences. *Earth surface processes*. Vol 1, 71-88.
- Ritter, D.F., Kochel, R.C., y Miller, J.R. 1995. *Process Geomorphology* 3rd Ed.: W.C. Brown Publishers, Dubuque, IA, 539 pp.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G.A. 1979. Llanura Chaco Pampeana. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, I: 139-163.
- Sagripanti, G.L. y Villalba, D. 2011. Movimientos prehistóricos y recientes en la intraplaca argentina a la latitud 33° S, falla Las Lagunas, Sampacho, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(4): 491–501. Buenos Aires.
- Sagripanti, G., Villalba, D., Villegas, M., Castaldi, G., Benito, E. y Muratore N., 2014. Avances en la Valoración del Peligro Sísmico en Fallas con Actividad Cuaternaria. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Revista ASAGAIA* N° 32: 93-105.
- Salina, J.P. 2016. Análisis de la concentración, variación y factores de control de la carga en suspensión en la cuenca del A° Ají. Tesis de Licenciatura. UNRC (inédita). Río Cuarto.
- Santa Cruz, J. N. 1972 a. Geología al este de la sierra Chica (Prov. de Córdoba) entre la Granja y Unquillo, con especial referencia a las entidades sedimentarias. Quinto Congreso Geológico.

- Santa Cruz, J. N. 1972 b. Geología al este de la sierra Chica (Córdoba) Valle del río Primero. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba. 1: 3-4.
- Schumm, S.A. 1968. River adjustment to altered hydrologic regime, Murrumbidgee River and paleochannels. United States Geological Survey Professional Paper, 598.
- Schumm, S. A., Dumont, J. F., y Holbrook, J. M., 2000. Active tectonics and alluvial rivers. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 276p.
- Spalletti, L.A. 2007. Textura de las rocas sedimentarias clásticas. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP.
- Sternberg, H. 1875. Untersuchungen über längen- und querprofil geschiebeführender flüss. Zeitschrift für Bauwesen 25: 483–506.
- Ulla, J.P. 2008. Variación de parámetros sedimentológicos y su relación con la descarga e intervenciones de cauce en la cuenca media alta del río Chocancharava, Córdoba. Tesis de licenciatura, UNRC (inérita) Río Cuarto.
- Villalba, D., Castaldi, G. y Sagripanti, G. 2017. Nuevas evidencias de actividad cuaternaria en la sierra de Comechingones. Falla La Esther. Actas 20º Congreso Geológico Argentino. Pags 192 – 193. <http://congresogeologico.org.ar/gestor/wp-content/uploads/2017/08/TU-S7.pdf>
- Wentworth, C. K., 1922. "A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments". The Journal of Geology. 30 (5): 377–392.
- Yrigoyen, M. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Arg. Ameghiniana 6(4):315-329.

ANEXOS

ANEXOS

Anexo 1: Resultados del análisis granulométrico de sedimentos

Universidad Nacional de Río Cuarto
Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

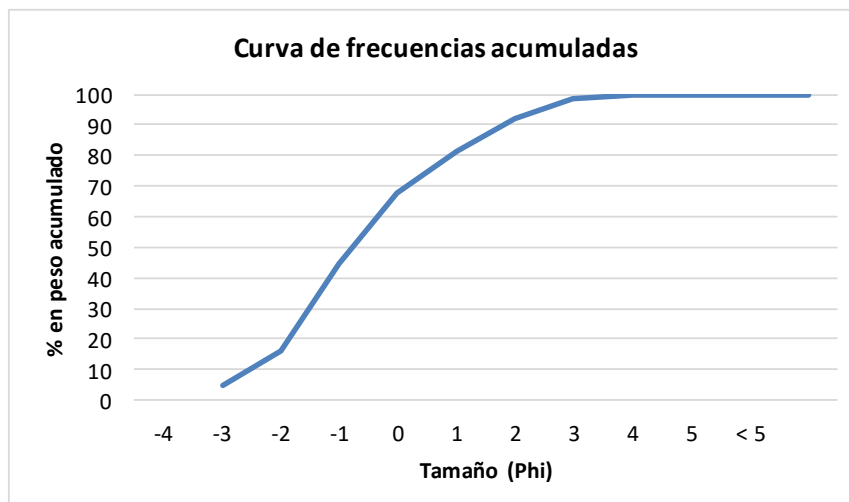
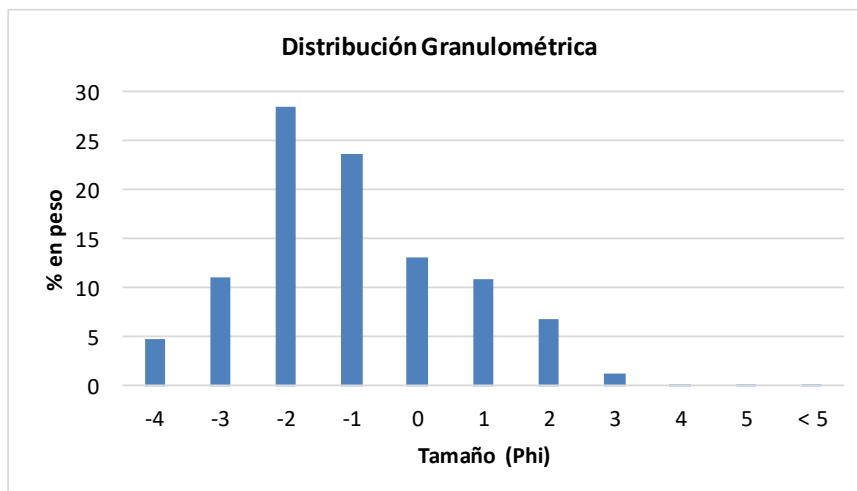
Muestra: M1

Procedencia: Barra lateral sobre basamento
Segmento A

Fecha: 03/08/2017

Peso original: 1.473.50 g

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido (g)	% en peso	peso acum.
T 3/4	-4	Grava Media	70	4.75	4.75
T x1	-3	Grava Fina	163.7	11.11	15.86
T 5	-2	Grava Fina	418.60	28.41	44.27
T 10	-1	Sabulo	349.20	23.70	67.97
T 18	0	Arena muy gruesa	193.30	13.12	81.09
T 35	1	Arena gruesa	159.3	10.81	91.90
T 60	2	Arena media	101.1	6.86	98.76
T 120	3	Arena fina	16.7	1.13	99.89
T 230	4	Arena muy fina	0.5	0.03	99.93
T 270	5	Limo grueso	0.2	0.01	99.94
Base	< 5	Pelitas	0.2	0.01	99.94

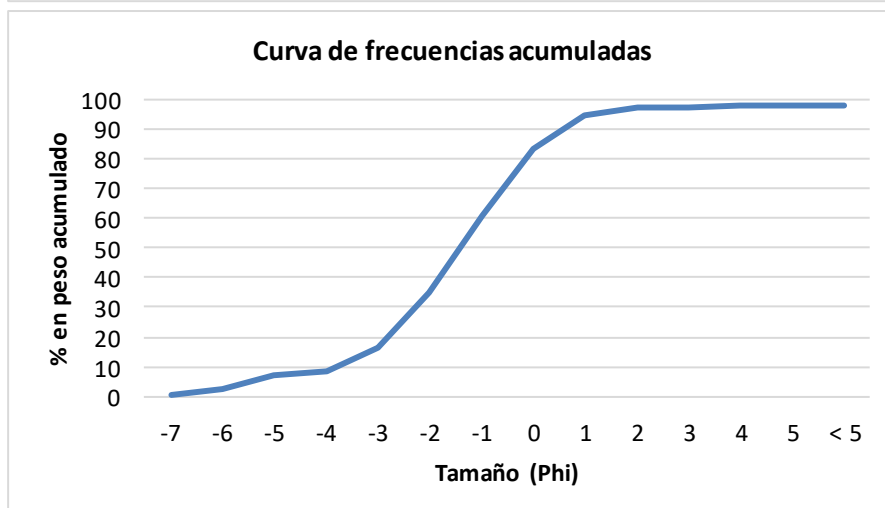
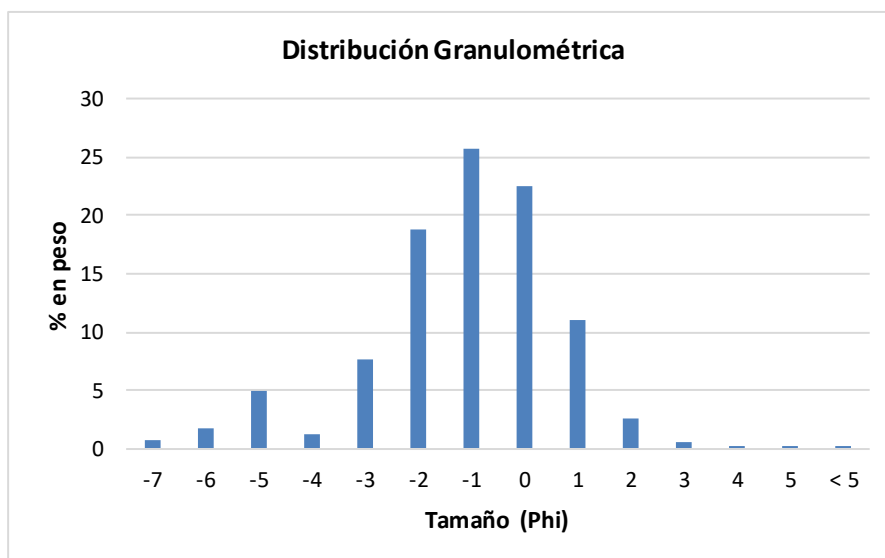


Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

Muestra: M2 **Fecha:** 03/08/2017

Procedencia: Barra lateral - segmento B **Peso original:** 1541.1 g

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido g	% en peso	peso acum.
T x4	-7	Grava Gruesa		0.76	0.76
T x3	-6	Grava Gruesa		1.69	2.45
T x2	-5	grava media	69.5	4.98	7.43
T 3/4	-4	Grava Media	21.1	1.33	8.75
T x1	-3	Grava Fina	121.5	7.64	16.40
T 5	-2	Grava Fina	298.2	18.76	35.15
T 10	-1	Sabulo	408.1	25.67	60.83
T 18	0	Arena muy gruesa	357.7	22.50	83.33
T 35	1	Arena gruesa	175.6	11.05	94.37
T 60	2	Arena media	40	2.52	96.89
T 120	3	Arena fina	8	0.50	97.39
T 230	4	Arena muy fina	1.5	0.09	97.49
T 270	5	Limo grueso	0.5	0.03	97.52
Base	< 5	Pelitas	0.8	0.05	97.57



Universidad Nacional de Río Cuarto
Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

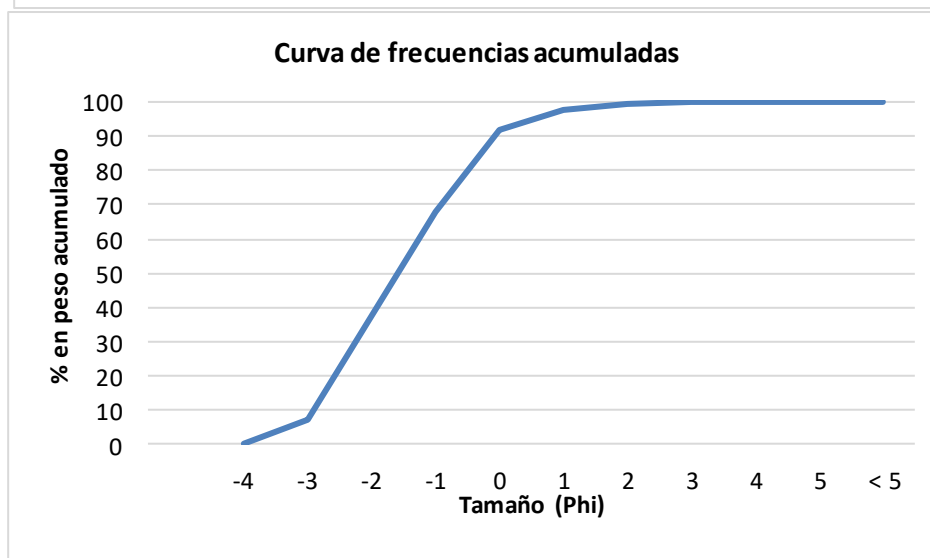
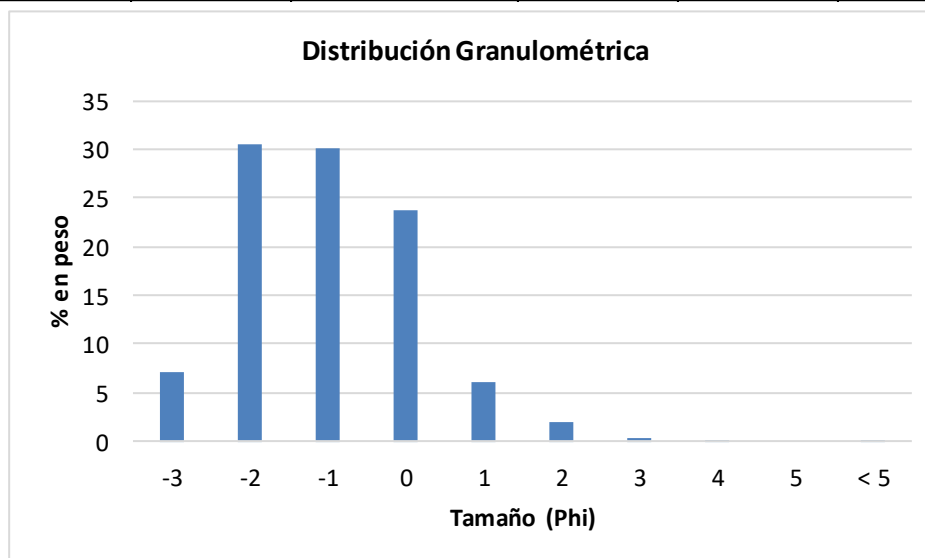
Muestra: M3a

Fecha: 01/06/2017

Procedencia: Canal - segmento C

Peso original: 690.20 g

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido (g)	% en peso	peso acum.
T 3/4	-4	Grava Media	0	0	0
T x1	-3	Grava Fina	49.6	7.19	7.19
T 5	-2	Grava Fina	210.40	30.48	37.67
T 10	-1	Sabulo	208.30	30.18	67.85
T 18	0	Arena muy gruesa	164.30	23.80	91.65
T 35	1	Arena gruesa	41.7	6.04	97.70
T 60	2	Arena media	13.3	1.93	99.62
T 120	3	Arena fina	1.6	0.23	99.86
T 230	4	Arena muy fina	0.2	0.03	99.88
T 270	5	Limo grueso	0	0.00	99.88
Base	< 5	Pelitas	0.2	0.03	99.91



Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

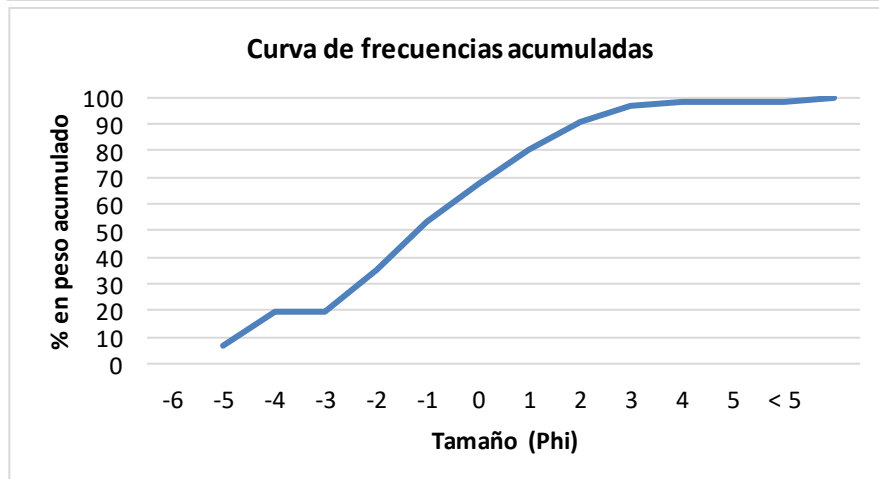
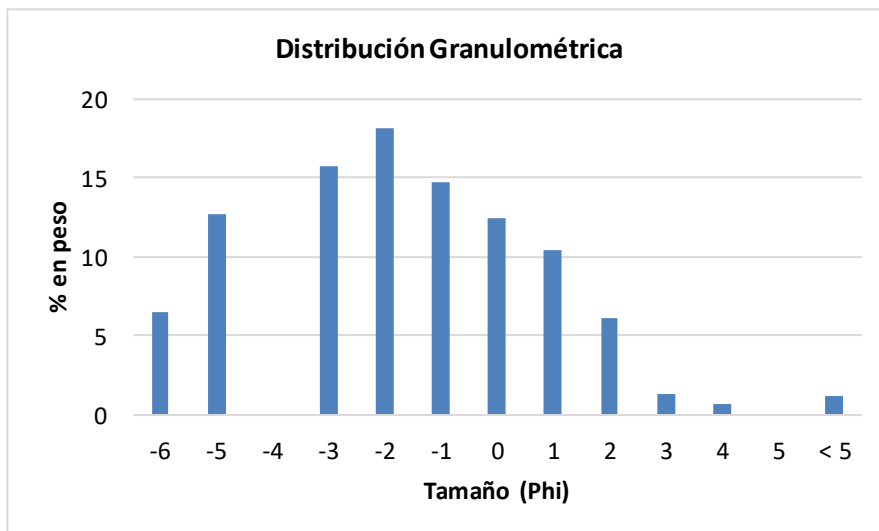
Muestra: M3b

Fecha: 01/06/2017

Procedencia: Barra de meandro - segmento B

Peso original: 960.20 g

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido (g)	% en peso	peso acum.
T x3	-6	Grava Gruesa		6.5	6.5
T x2	-5	Grava Media	122.1	12.72	19.22
T 3/4	-4	Grava Media	0	0.00	19.22
T x1	-3	Grava Fina	151.3	15.76	34.97
T 5	-2	Grava Fina	174.00	18.12	53.09
T 10	-1	Sabulo	141.50	14.74	67.83
T 18	0	Arena muy gruesa	119.40	12.43	80.27
T 35	1	Arena gruesa	100.2	10.44	90.70
T 60	2	Arena media	59.1	6.15	96.86
T 120	3	Arena fina	12.1	1.26	98.12
T 230	4	Arena muy fina	6	0.62	98.74
T 270	5	Limo grueso	0	0.00	98.74
Base	< 5	Pelitas	11.1	1.16	99.90

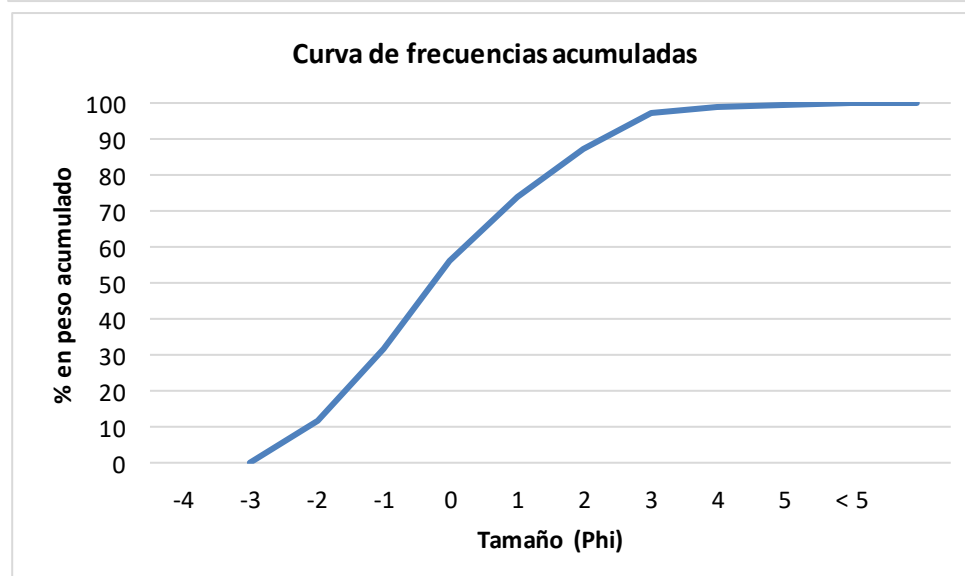
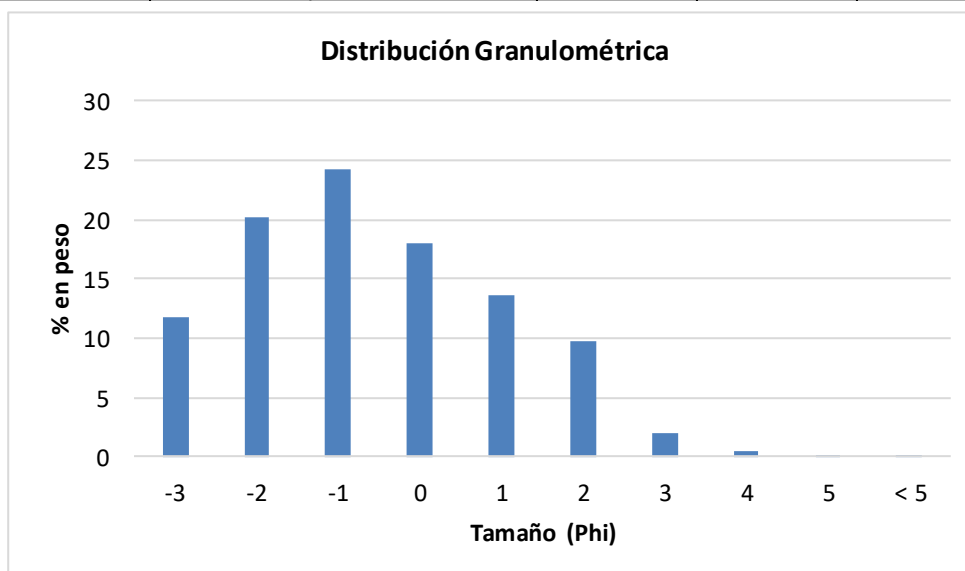


Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

Muestra: M4a

Fecha: 01/06/2017

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	Peso		
			peso retenido gr	% en peso	peso acum.
T 3/4	-4	Grava Media	0	0	0
T x1	-3	Grava Fina	101.2	11.67	11.67
T 5	-2	Grava Fina	174.30	20.10	31.77
T 10	-1	Sabulo	209.70	24.18	55.95
T 18	0	Arena muy gruesa	155.30	17.91	73.86
T 35	1	Arena gruesa	117.7	13.57	87.43
T 60	2	Arena media	84.2	9.71	97.14
T 120	3	Arena fina	17.1	1.97	99.11
T 230	4	Arena muy fina	4.4	0.51	99.62
T 270	5	Limo grueso	1.1	0.13	99.75
Base	< 5	Pelitas	1.8	0.21	99.83

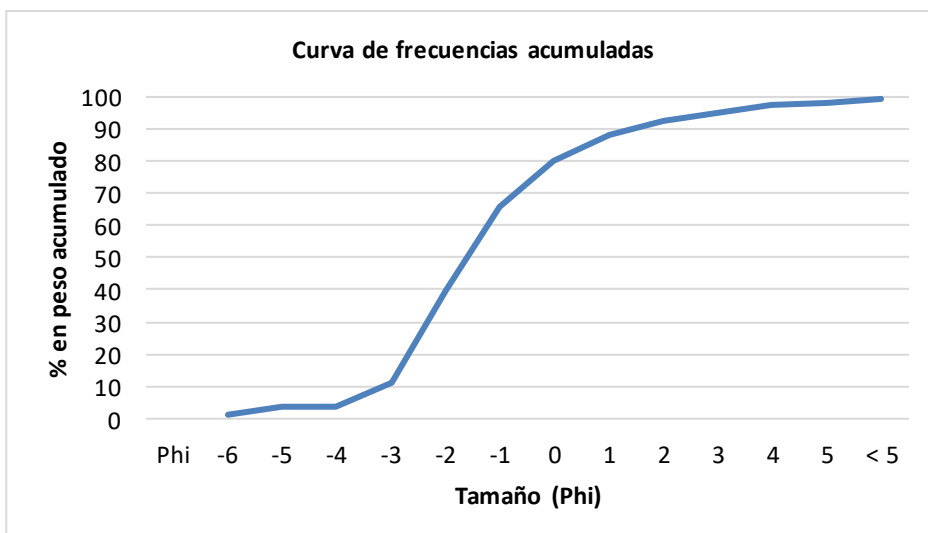
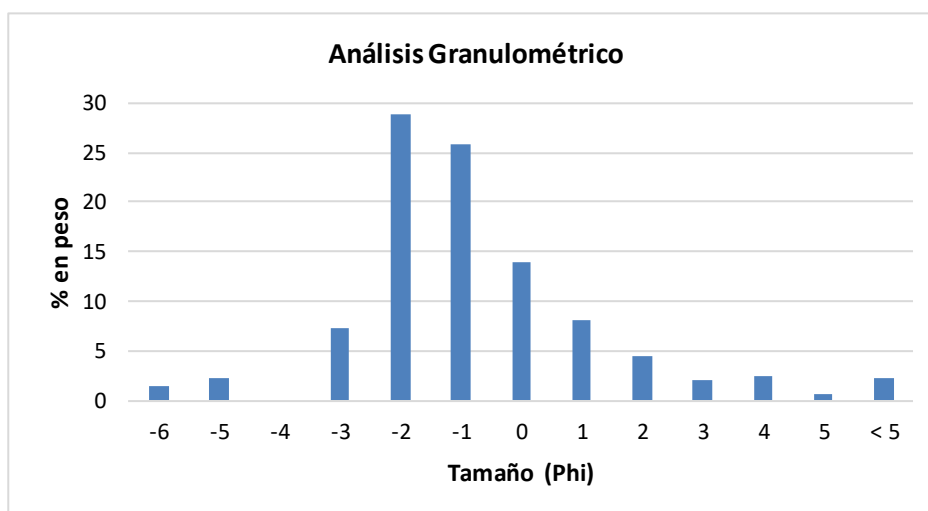


Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

Muestra: M4b

Fecha: 01/06/2017

		Peso original: 1045.6 g			
Procedencia: Barra - segmento D					
Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido gr	% en peso	peso acum.
T x3	-6	Grava Gruesa		1.52	1.52
T x2	-5	Grava Media		2.22	3.74
T 3/4	-4	Grava Media	0	0	3.74
T x1	-3	Grava Fina	75.6	7.23	10.97
T 5	-2	Grava Fina	301.40	28.83	39.80
T 10	-1	Sabulo	271.00	25.92	65.71
T 18	0	Arena muy gruesa	146.80	14.04	79.75
T 35	1	Arena gruesa	85.1	8.14	87.89
T 60	2	Arena media	48	4.59	92.48
T 120	3	Arena fina	21.8	2.08	94.57
T 230	4	Arena muy fina	26.7	2.55	97.12
T 270	5	Limo grueso	6.5	0.62	97.74
Base	< 5	Pelitas	23.1	2.21	99.33



Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

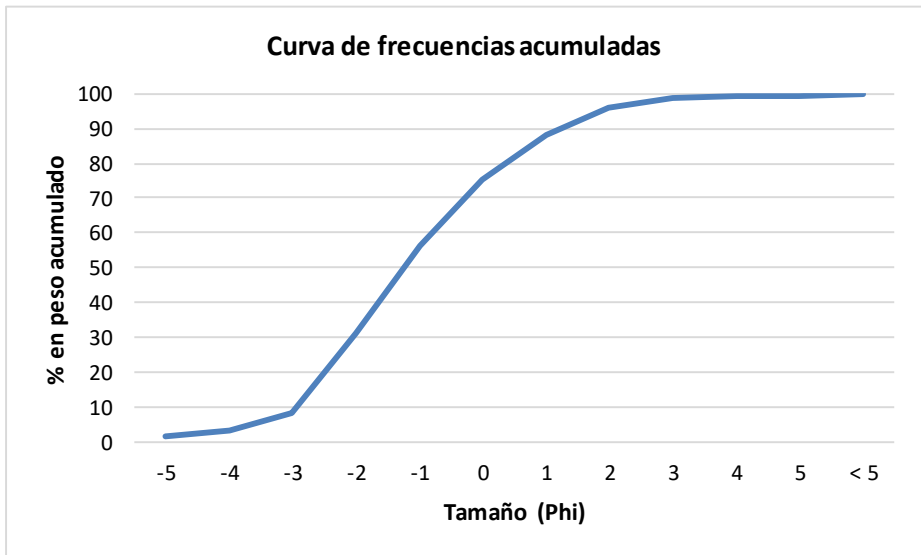
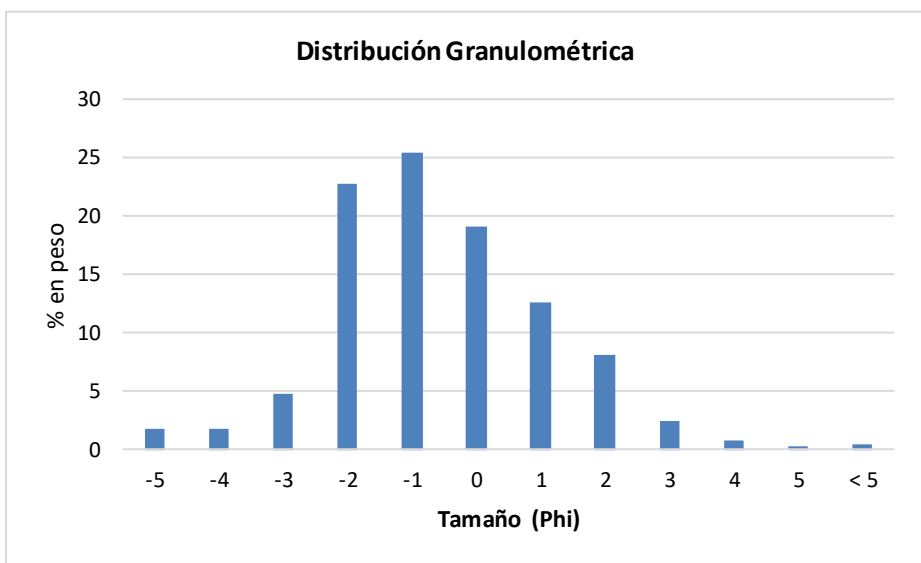
Muestra: M5

Fecha: 03/08/2017

Procedencia: Barra - segmento D

Peso original: 2352 g

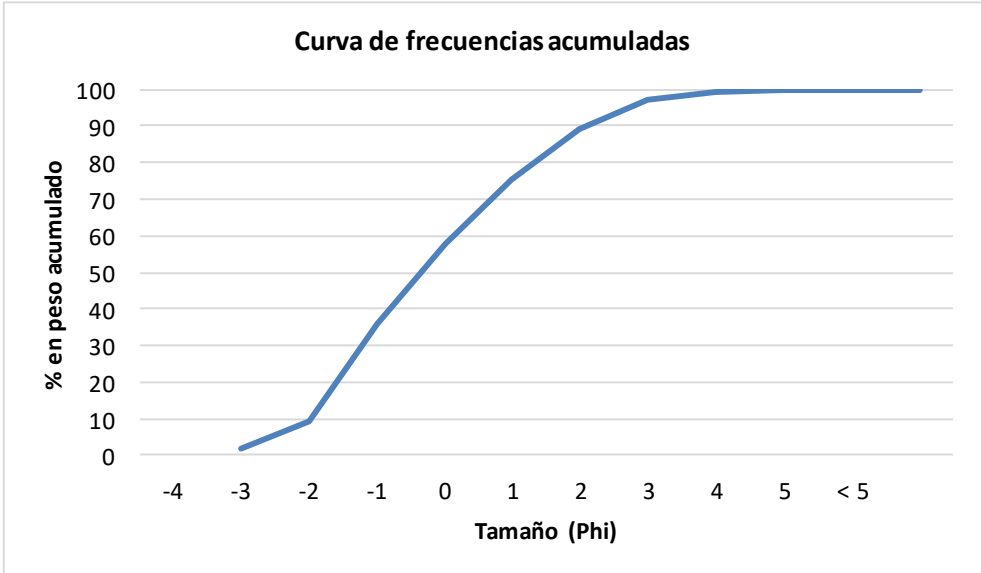
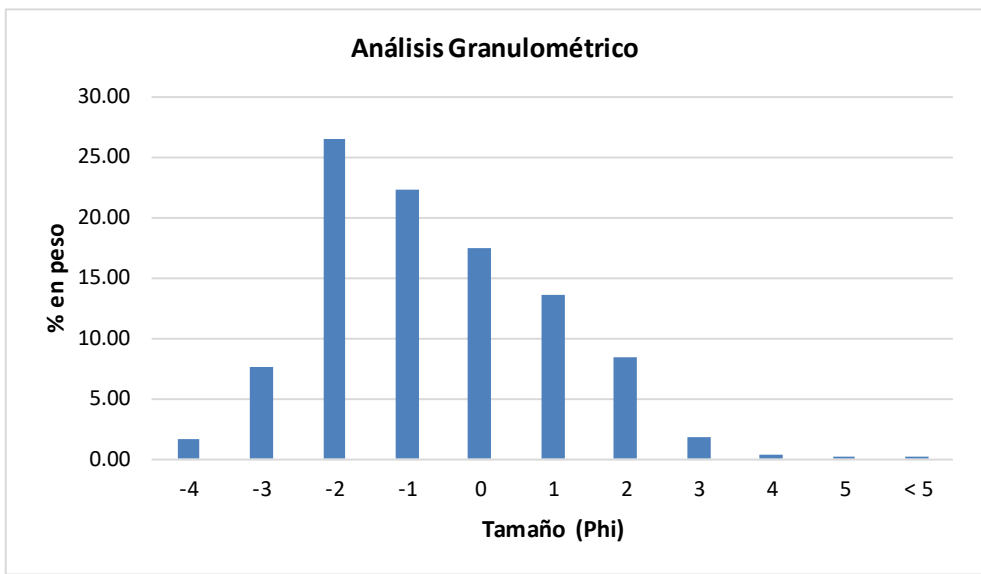
Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido	% en peso	peso acum.
T x2	-5	Grava Media	40.90	1.74	1.74
T 3/4	-4	Grava Media	40.10	1.70	3.44
T x1	-3	Grava Fina	110.9	4.72	8.16
T 5	-2	Grava Fina	535.9	22.78	30.94
T 10	-1	Sabulo	598.5	25.45	56.39
T 18	0	Arena muy gruesa	447.7	19.03	75.43
T 35	1	Arena gruesa	297.4	12.64	88.07
T 60	2	Arena media	189.6	8.06	96.13
T 120	3	Arena fina	56.9	2.42	98.55
T 230	4	Arena muy fina	16.7	0.71	99.26
T 270	5	Limo grueso	6.1	0.26	99.52
Base	< 5	Pelitas	8.7	0.37	99.89



Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

Muestra: M6a **Fecha:** 03/08/2017

Procedencia: Canal - segmento F		Peso original: 1252.1 g			
Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido g	% en peso	peso acum.
T 3/4	-4	Grava Media	19.6	1.57	1.57
T x1	-3	Grava Fina	95.7	7.64	9.21
T 5	-2	Grava Fina	331.30	26.46	35.67
T 10	-1	Sabulo	278.60	22.25	57.92
T 18	0	Arena muy gruesa	218.90	17.48	75.40
T 35	1	Arena gruesa	169.8	13.56	88.96
T 60	2	Arena media	105.1	8.39	97.36
T 120	3	Arena fina	23.1	1.84	99.20
T 230	4	Arena muy fina	4.6	0.37	99.57
T 270	5	Limo grueso	2.4	0.19	99.76
Base	< 5	Pelitas	2.1	0.17	99.93



Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

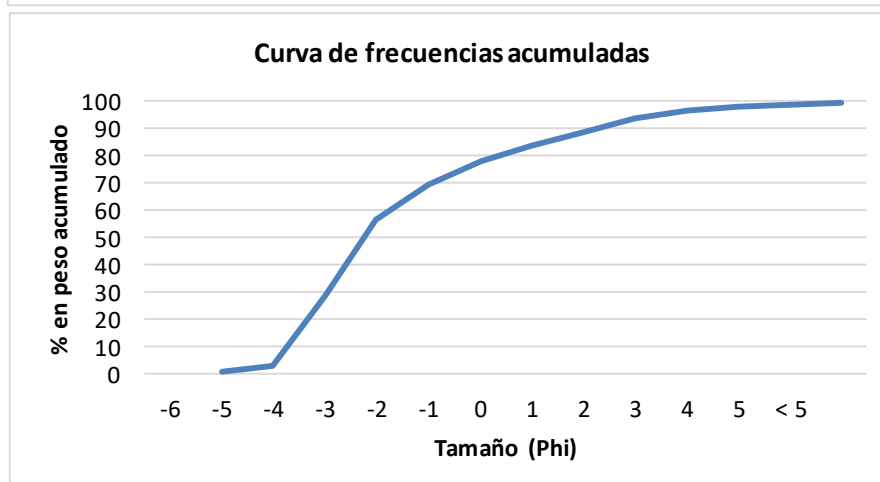
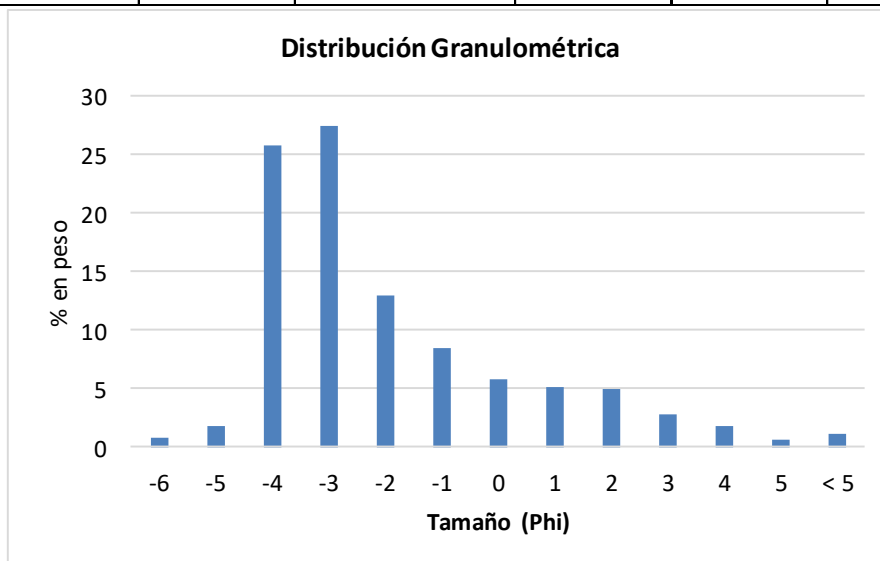
Muestra: M6b

Fecha: 01/06/2017

Procedencia: Barra - segmento F

Peso original: 1930.92 g

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido g	% en peso	peso acum.
T x3	-6	Grava Gruesa		0.85	0.85
T x2	-5	Grava Media	35.5	1.84	2.69
T 3/4	-4	Grava Media	499.1	25.85	28.54
T x1	-3	Grava Fina	529.2	27.41	55.94
T 5	-2	Grava Fina	251.80	13.04	68.98
T 10	-1	Sabulo	162.80	8.43	77.41
T 18	0	Arena muy gruesa	111.60	5.78	83.19
T 35	1	Arena gruesa	100	5.18	88.37
T 60	2	Arena media	96.7	5.01	93.38
T 120	3	Arena fina	54.6	2.83	96.21
T 230	4	Arena muy fina	35.3	1.83	98.04
T 270	5	Limo Grueso	11.5	0.60	98.63
Base	< 5	Pelitas	23	1.19	99.23



Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

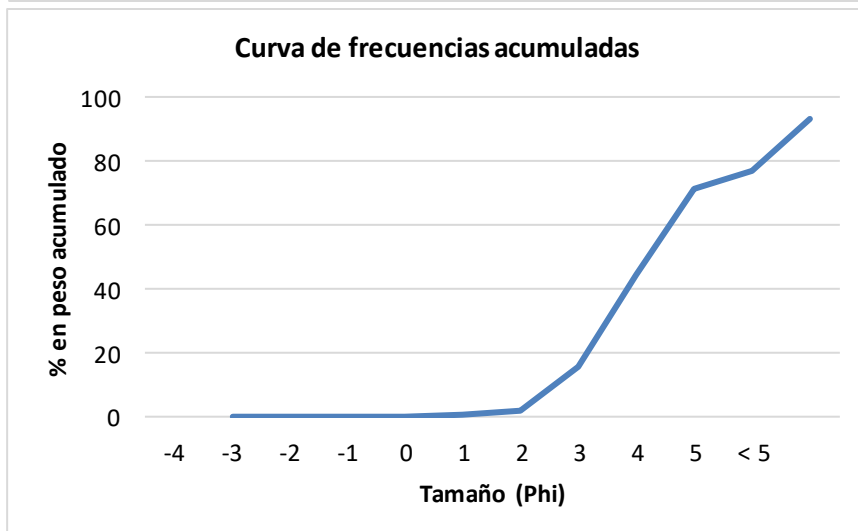
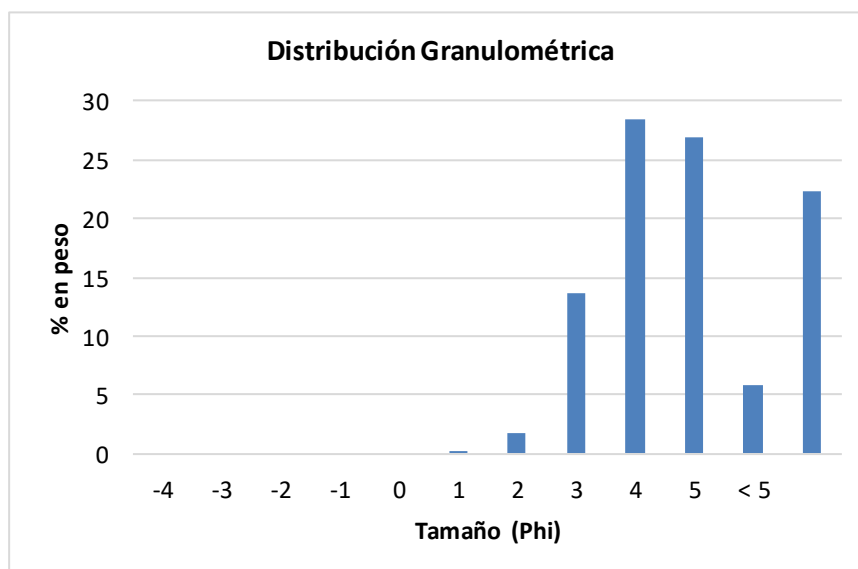
Muestra: P1a

Fecha: 01/06/2017

Procedencia: Perfil sedimentario n°5 a

Peso original: 295.2 g

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido (g)	% en peso	peso acum.
T 3/4	-4	Grava Media	0	0	0
T x1	-3	Grava Fina	0	0	0
T 5	-2	Grava Fina	0.00	0.00	0.00
T 10	-1	Sabulo	0.00	0.00	0.00
T 18	0	Arena muy gruesa	0.70	0.24	0.24
T 35	1	Arena gruesa	5.4	1.83	2.07
T 60	2	Arena media	40.3	13.65	15.72
T 120	3	Arena fina	83.9	28.42	44.14
T 230	4	Arena muy fina	79.5	26.93	71.07
T 270	5	Limo Grueso	17.3	5.86	76.93
Base	< 5	Pelitas	66	22.36	93.43

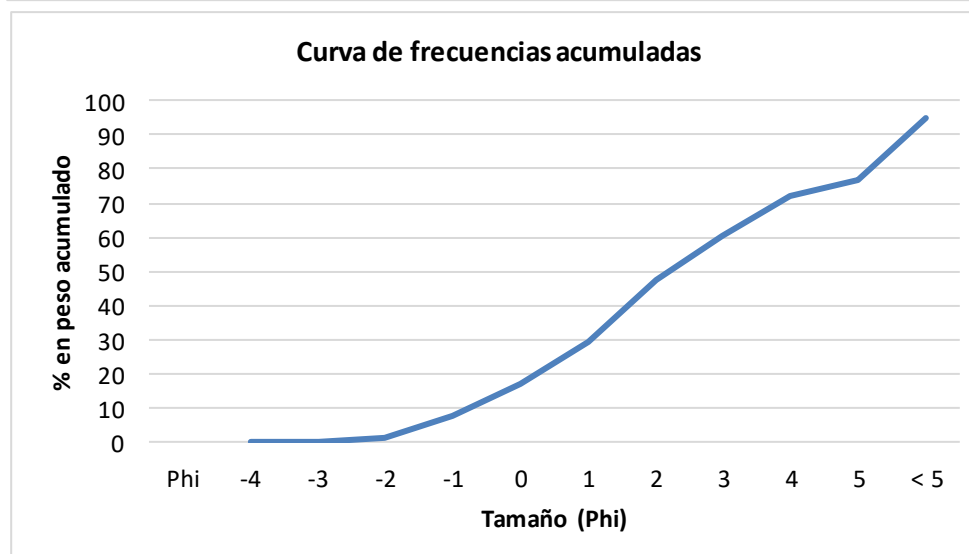
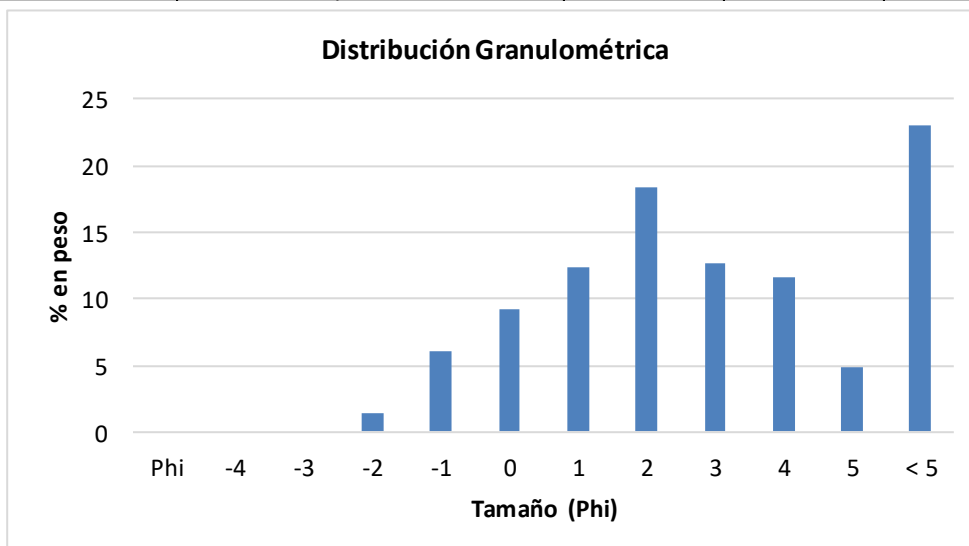


Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

Muestra: P1b **Fecha:** 01/06/2017

Procedencia: Perfil Sedimentario n°5 b **Peso original:** 293.50 g

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido (g)	% en peso	peso acum.
T 3/4	-4	Grava Media	0	0.00	0.00
T x1	-3	Grava Fina	0	0.00	0.00
T 5	-2	Grava Fina	4.00	1.36	1.36
T 10	-1	Sabulo	18.00	6.13	7.50
T 18	0	Arena muy gruesa	27.10	9.23	16.73
T 35	1	Arena gruesa	36.3	12.37	29.10
T 60	2	Arena media	54	18.40	47.50
T 120	3	Arena fina	37.2	12.67	60.17
T 230	4	Arena muy fina	34.3	11.69	71.86
T 270	5	Limo grueso	14.2	4.84	76.70
Base	< 5	Pelitas	67.8	23.10	94.96

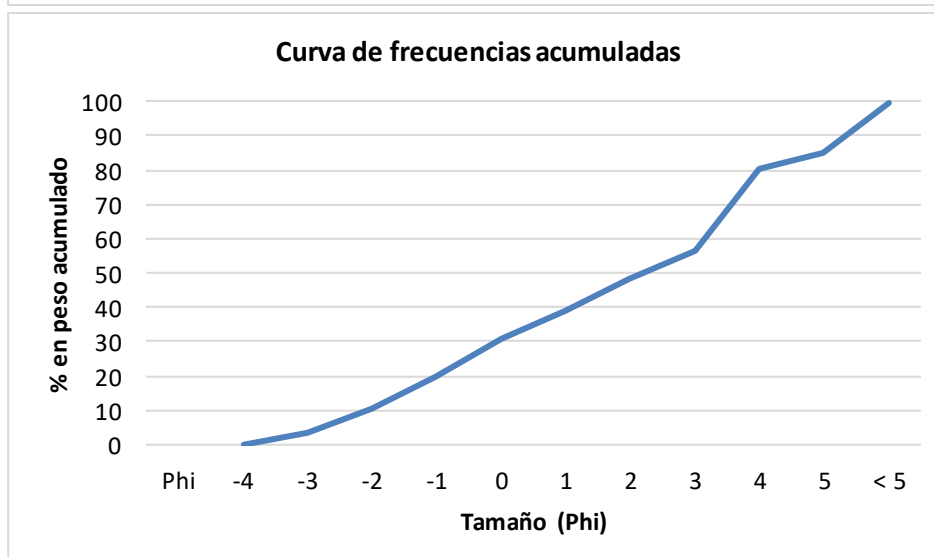
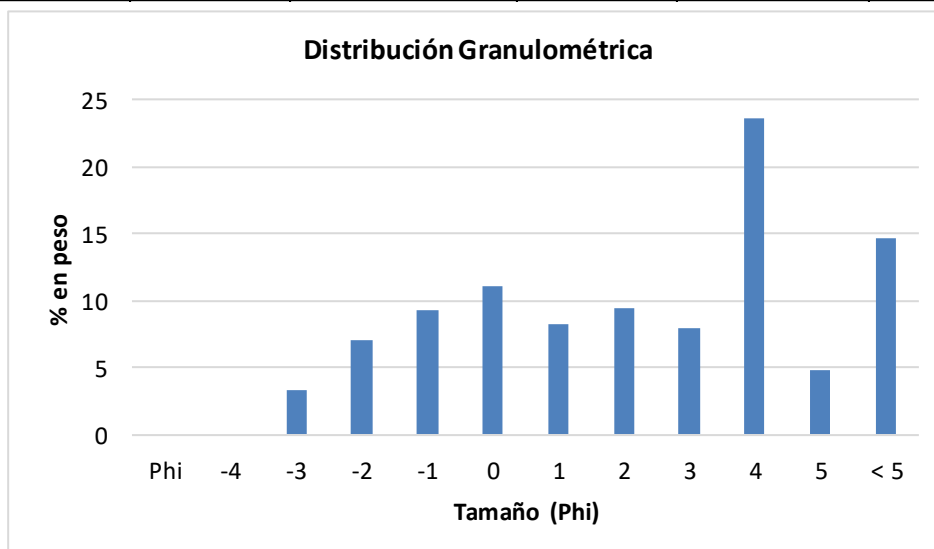


Universidad Nacional de Río Cuarto
Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

Muestra: P2 **Fecha:** 05/08/2017

Procedencia: Perfil Sedimentario n°9 **Peso original:** 578.40 gr

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido gr	% en peso	peso acum.
T 3/4	-4	Grava Media	0	0.00	0.00
T x1	-3	Grava Fina	19.4	3.35	3.35
T 5	-2	Grava Fina	40.80	7.05	10.41
T 10	-1	Sabulo	53.80	9.30	19.71
T 18	0	Arena muy gruesa	64.40	11.13	30.84
T 35	1	Arena gruesa	47.5	8.21	39.06
T 60	2	Arena media	54.5	9.42	48.48
T 120	3	Arena fina	46.1	7.97	56.45
T 230	4	Arena muy fina	137	23.69	80.13
T 270	5	Limo grueso	28.3	4.89	85.03
Base	< 5	Pelitas	85.1	14.71	99.74



Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

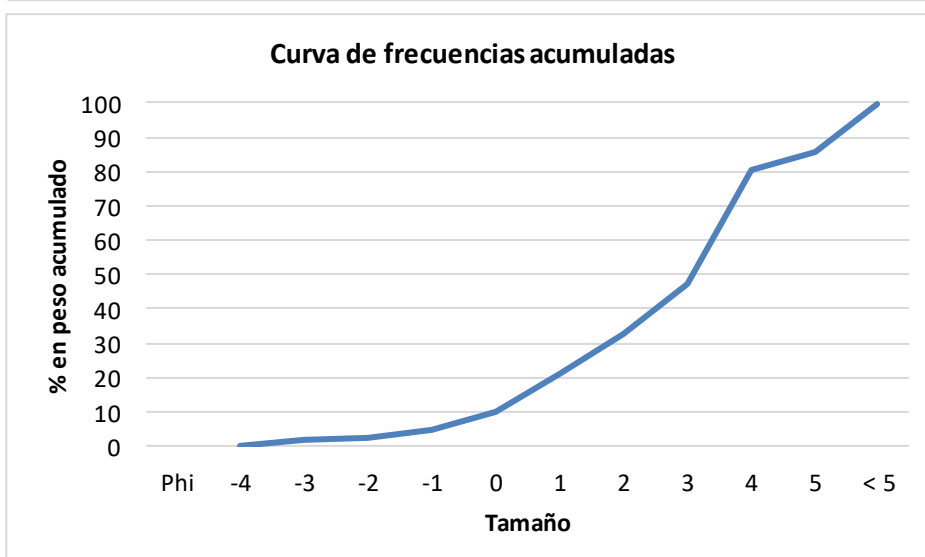
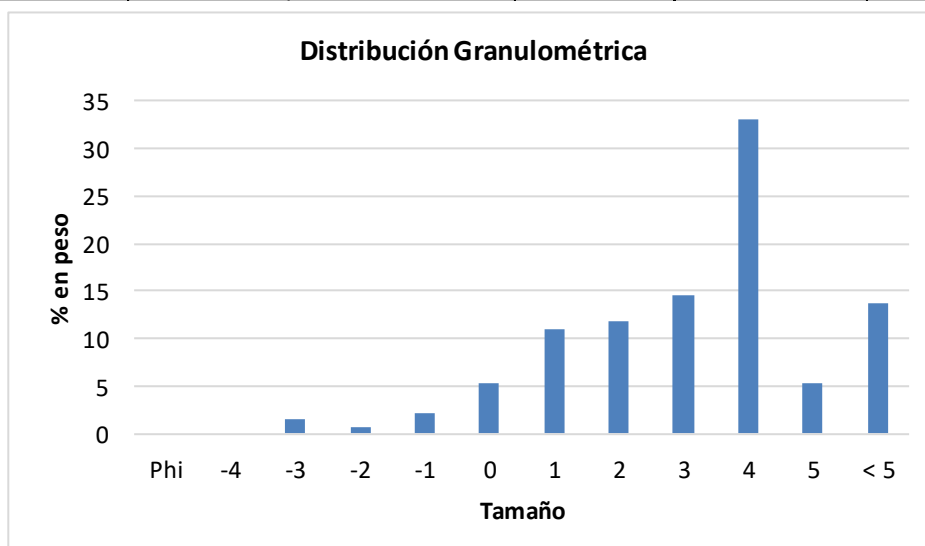
Muestra: P3

Fecha: 05/08/2017

Procedencia: Perfil sedimentario n°12

Peso original: 372.60 g

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido (g)	% en peso	peso acum.
T 3/4	-4	Grava Media	0	0.00	0.00
T x1	-3	Grava Fina	6.1	1.64	1.64
T 5	-2	Grava Fina	2.60	0.70	2.33
T 10	-1	Sabulo	8.40	2.25	4.59
T 18	0	Arena muy gruesa	19.60	5.26	9.85
T 35	1	Arena gruesa	41.1	11.03	20.88
T 60	2	Arena media	44.2	11.86	32.74
T 120	3	Arena fina	54.1	14.52	47.26
T 230	4	Arena muy fina	123.3	33.09	80.35
T 270	5	Limo grueso	20.2	5.42	85.78
Base	< 5	Pelitas	50.8	13.63	99.41



Universidad Nacional de Río Cuarto
 Facultad de Cs Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

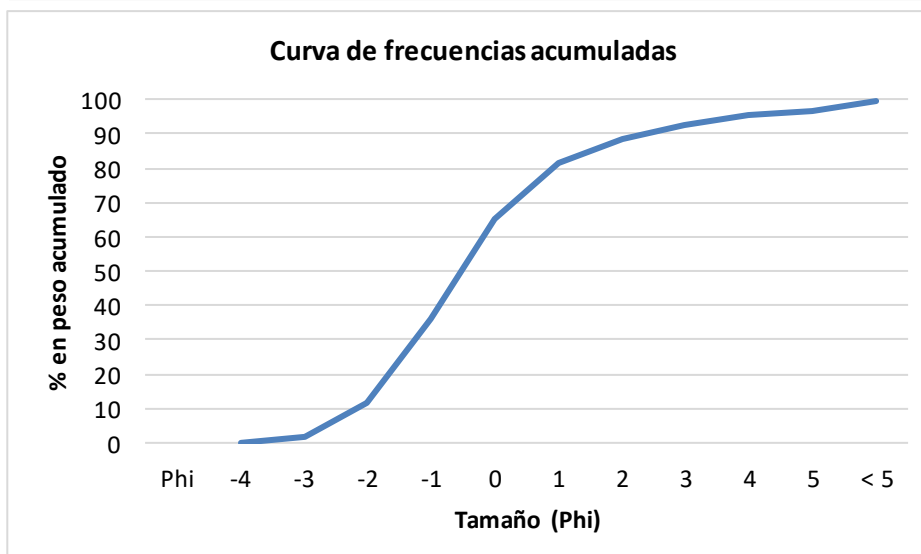
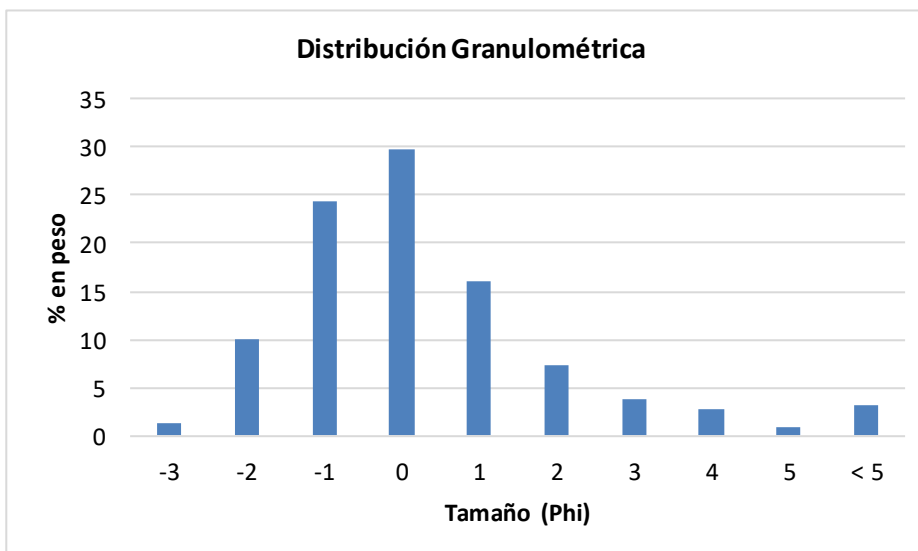
Muestra: P4

Fecha: 05/08/2017

Procedencia: Paleocanal

Peso original: 823.70 g

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido (g)	% en peso	peso acum.
T 3/4	-4	Grava Media	0	0.00	0.00
T x1	-3	Grava Fina	11.3	1.37	1.37
T 5	-2	Grava Fina	82.10	9.97	11.34
T 10	-1	Sabulo	201.10	24.41	35.75
T 18	0	Arena muy gruesa	244.50	29.68	65.44
T 35	1	Arena gruesa	131.9	16.01	81.45
T 60	2	Arena media	60.1	7.30	88.75
T 120	3	Arena fina	31.6	3.84	92.58
T 230	4	Arena muy fina	23	2.79	95.37
T 270	5	Limo grueso	8.2	1.00	96.37
Base	< 5	Pelitas	26.9	3.27	99.64



Anexo 2: Datos de ancho de canal medidos para el año 2013

Segmento	A	B	C	D	E	F
	Ancho (m)					
	22	16.7	40.3	28.3	62.9	18.5
	17	20.5	35.2	47.2	113	17.2
	15	15	23.5	39.8	120	21
	16	14.3	34.2	115	20.6	32.3
	18	13	30.5	90.4	30.9	
	16	15	30.4	78.9		
	26	8.86	39.7	95.2		
	13	15.8	38.1	68.4		
		11.7	32.2	114		
		23.7	42.5	64.4		
			24.4	56.3		
			27.9	42.5		
			27.7	55		
			30.9	73.4		
			25			
Ancho Medio	17.9	15.5	29.5	69.2	69.5	22.3

Anexo 3: Valores de sinuosidad medidos para los distintos años en estudio

Segmento	Longitud del Cauce	Longitud del Valle	Índice de Sinuosidad (Is)	Sinuosidad media para la fecha
Hoja Topográfica >1970				
B	1489	1136	1.31	1.23
C	5939	4076	1.46	
D	7152	5354	1.34	
E	1869	1829	1.02	
F	511	511	1.00	
Fotografía aérea del '89				
B	1489	1136	1.31	1.21
C	5822	3992	1.46	
D	6945	5506	1.26	
E	1870	1840	1.02	
F	511	511	1.00	
Imagen Google Earth 2013				
B	1489	1136	1.31	1.25
C	6119	4115	1.49	
D	7498	5412	1.39	
E	1885	1791	1.05	
F	511	503	1.02	

Anexo 4: Valores de longitud de onda (L) y radio de curvatura (rc) medidos para cada año en estudio.

Segmento	L (m)	rc (m)
Hoja Topográfica >1970		
B	605	26.01
		37.28
	409	70.70
		42.29
	497	47.74
		62.45
	543	60.85
		72.07
		513.5
C	550	216.40
		53.12
	759	64.03
		122.66
	626	174.19
		86.64
	449	65.69
		114.11
	376	108.79
		62.60
		552
D	654	163.61
		111.63
	995	122.97
		82.73
	778	197.29
		123.15
	1109	199.78
		203.05
	679	131.24
		271.46
	843	160.69

Segmento	L (m)	rc (m)
Fotografía aérea '89		
B	605	26.01
		37.28
	409	70.70
		42.29
	497	47.74
		62.45
	543	60.85
		72.07
	513.5	52.43
C	543	208.08
		43.25
	760	65.89
		104.59
	630	184.66
		88.65
	455	71.89
		122.86
	350	80.92
		81.36
		547.6
D	592	189.31
		141.32
	1054	164.06
		208.71
	811	195.69
		276.10
	1068	236.00
		157.15
	741	204.66
		853.2

Segmento	L (m)	rc (m)
Imagen Google Earth 2013		
B	498	26.01
		37.28
	383	70.70
		42.29
	511	47.74
		62.45
	543	60.85
		72.07
	483.75	52.68
C	573	224.83
		51.75
	756	47.29
		91.08
	640	190.01
		89.89
	436	57.02
		123.38
	380	69.92
		94.58
	557	103.97
D	596	145.24
		110.32
	317	86.00
		114.44
	958	71.32
		104.31
	1115	205.17
		181.50
	915	213.85
		183.94
	651	103.50
		210.72
	758.9	144.19