



Crear... Crear... Crecer...

UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO CUARTO
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS FÍSICO-QUÍMICAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

2014

CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA, HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA DEL SISTEMA ACUÍFERO FREÁTICO DE LA CUENCA DEL ARROYO EL CANO, PROVINCIA DE CÓRDOBA, ARGENTINA

PABLO AGUSTÍN YACIUK



Directora: Dra. Mónica Blarasin

Co-Directora: Dra. Adriana Cabrera

*“Hay una fuerza motriz
más poderosa que el vapor,
la electricidad y la energía
atómica: La voluntad”*

Albert Einstein

ÍNDICE

Índice	2
Agradecimientos	6

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

I.1. El recurso hídrico.....	7
I.2. Fundamentación del problema y antecedentes	8
I.3. Hipótesis.....	11
I.4. Objetivos	11
I.4.1. Objetivo general.....	12
I.4.2. Objetivos específicos	12
I.5. Ubicación del área de estudio.....	12
I.6. Materiales y métodos	14
I.6.1. Etapa de gabinete inicial.....	15
I.6.2. Etapa de campo.....	16
I.6.3. Etapa de laboratorio	18
I.6.4. Etapa de gabinete final.....	19

CAPÍTULO II: MARCO REGIONAL

II.1. Geología regional y estratigrafía.....	21
II.1.1. Sierras Pampeanas Orientales	22
II.1.2. Llanura Chaco-Pampeana	27
II.2. Marco estructural.....	31
II.3. Geomorfología regional.....	34
II.4. Evolución geotectónica.....	37

CAPÍTULO III: GEOLOGÍA LOCAL

III.1. Análisis morfotectónico	42
III.2. Estratigrafía	49
III.2.1. Sierra de Comechingones	49
III.2.2. Llanura Chaco-Pampeana	52
III.2.2.1. Descripción e interpretación de perfiles sedimentarios	53
III.2.2.2. Descripción e interpretación de perforaciones profundas	67
III.2.2.3. Sondeos Eléctrico Verticales	71
III.3. Secciones geológicas transversales	72
III.4. Evolución geológica del área de estudio	74

CAPÍTULO IV: GEOMORFOLOGÍA LOCAL

IV.1. Caracterización geomorfológica	81
IV.1.1. Ambiente serrano	84
IV.1.2. Faja pedemontana	85
IV.1.3. Planicie fluvio-eólica	86
IV.1.3.1. Planicie fluvio-eólica fuertemente ondulada	89
IV.1.3.1.1. Bloque estructural elevado	89
IV.1.3.2. Planicie fluvio-eólica levemente ondulada	90
IV.1.4. Fajas fluviales	90
IV.1.4.1. Faja fluvial del arroyo San Antonio	91
IV.1.4.2. Faja fluvial del arroyo El Cano	92
IV.1.4.3. Faja fluvial del arroyo San Francisco	93
IV.1.4.4. Paleoabanicos aluviales	94

CAPÍTULO V: ASPECTOS CLIMÁTICOS

V.1. Caracterización climática regional	97
V.2. Caracterización climática local	99

V.2.1. Caracterización climática de la cuenca baja.....	100
V.2.2. Caracterización climática de la cuenca media-alta.....	109

CAPÍTULO VI: HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

VI.1. Hidrología superficial regional	118
VI.2. Hidrología superficial local	120
VI.2.1. Introducción	120
VI.2.2. Características generales	122
VI.2.3. Hidrometría	126
VI.2.4. Hidroquímica	128

CAPÍTULO VII: HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

VII.1. Hidrología subterránea regional	132
VII.1.1. Hidrolitología e hidroestratigrafía	132
VII.1.2. Hidrodinámica	135
VII.1.3. Hidroquímica.....	136
VII.2. Hidrología subterránea local	137
VII.2.1. Hidrolitología	138
VII.2.2. Hidrodinámica	141
VII.2.2.1. Profundidad del nivel freático	142
VII.2.2.2. Potenciales hidráulicos	144
VII.2.3. Hidroquímica.....	148
VII.2.3.1. Conductividad eléctrica.....	149
VII.2.3.2. Clasificación geoquímica	152
VII.2.3.3. Elementos minoritarios y traza: F ⁻ , As y NO ₃ ⁻	156

CAPÍTULO VIII: CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA

VIII.1. Introducción	165
----------------------------	-----

VIII.2. Análisis de los isótopos ^{18}O y ^2H en las precipitaciones de la región	169
VIII.3. Análisis de los isótopos ^{18}O y ^2H en aguas superficiales	174
VIII.4. Análisis de los isótopos ^{18}O y ^2H en aguas subterráneas	177

CAPÍTULO IX: APTITUD DE USO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

IX.1. Consumo humano	185
IX.2. Riego	186
IX.3. Ganadería	187

CAPÍTULO X: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

X.1. Conclusiones	189
X.2. Recomendaciones	194

Anexos	196
---------------------	-----

Bibliografía	203
---------------------------	-----

AGRADECIMIENTOS

A mi familia, por su amor incondicional, su constante apoyo en todo aspecto de mi vida, sus palabras de aliento, las aventuras vividas y los momentos compartidos de risa y de llanto. Nada de esto hubiera sido posible sin ustedes.

A la Universidad Nacional de Río Cuarto por brindar una educación pública, gratuita, de gran calidad y con compromiso social.

A la Dra. Mónica Blarasin y Dra. Adriana Cabrera por darme la oportunidad de participar en su grupo de trabajo, por las correcciones realizadas, los viajes de campo compartidos y la buena predisposición para atender dudas e inquietudes. Al grupo de Hidro por su colaboración en los viajes de campo y en el laboratorio, por sus consejos y su constante buena onda. A Mariana García, por "soportarnos" en el laboratorio y por estar siempre dispuesta a brindar parte de su tiempo para resolver nuestras inquietudes.

A todos los docentes del Dpto. de Geología por su excelencia académica y su calidad humana, por las charlas de pasillo y por compartir sus conocimientos y experiencias. Particularmente agradezco a Juan Felizzia, Susana Degiovanni, Daniel Origlia, Mónica Villegas, Osvaldo Campanella, Carlos Eric y Paula Armas por colaborar directa o indirectamente con el desarrollo de esta Tesis de Licenciatura.

A la Agrupación de Estudiantes de Geología y, por extensión, a todos los estudiantes de geología de la UNRC por la amistad, el compañerismo, la solidaridad y el trabajo conjunto. Especialmente agradezco a Bruno, Pichi, Joel, Kinder, Lulo, Lu, Euge, Jesi, Mayco, Facu y Ale que me han acompañado en todos los años de la carrera y en innumerables mates y asados.

A Carolina por brindarme su apoyo incondicional, por confiar en mí en todo momento y por acompañarme constantemente, estando cerca o lejos. A Belu, Eri, Bruno, Sabri, Vane, Renzo, Pablo y Gus; y a Facu, Franco, Manuelito, Javi, César y Noe por ser excelentes amigos, por su humildad y por las infinitas alegrías compartidas.

A Lucas, Diego, Beli, Romi, Nano y Sergio por la dedicación y esfuerzo en su trabajo, por su profesionalismo y la buena onda.

A Ulises Gokú, "el inmortal", fiel y leal compañero.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

I.1. El recurso hídrico

La relevancia del agua, como fuente de vida y agente geológico modelador del paisaje, es innegable. Su importancia ha excedido incluso la escala planetaria, desde el momento mismo en que se identificaron los primeros indicios de que agua en estado líquido había surcado en el pasado la superficie de otros cuerpos celestes, tales como la Luna y Marte.

Desde el inicio de los tiempos, el agua ha sido un elemento esencial para la aparición y evolución de las distintas formas de vida en la Tierra. La necesidad de las primeras poblaciones humanas de abastecerse de este recurso ha quedado evidenciada en la ubicación de sus edificaciones, siempre cercanas a cuerpos de agua de mediana a gran envergadura, y en las obras de infraestructura desarrolladas con el fin de su transporte o almacenamiento. La demanda de agua de buena calidad y en buenas cantidades se ha ido incrementando a lo largo de la historia, con especial énfasis en las últimas décadas, debido al continuo aumento de la población, a la creciente explotación del recurso para su utilización en actividades agrícola-ganaderas e industriales, y a aspectos ligados a la cultura del bienestar y el ocio (Sánchez-Vila, 2009). Si bien el agua es el líquido más abundante del planeta y es considerado un recurso natural renovable, sus tiempos de renovación pueden superar varios miles de años en algunos ambientes hidrológicos, tales como acuíferos profundos (Kazemi *et al.*, 2006; Cabrera, 2009), tornándola finita a escala humana. Del total de reservas de agua del mundo, una cierta fracción no puede ser utilizada por poseer una mala calidad natural, mientras que el resto puede verse reducida si las actividades antrópicas, directa o indirectamente, superan su capacidad de acogida al sobreexplotar sus funciones como fuente de recursos, soporte de actividades y sumidero de residuos (ELANEM, 2000; Blarasin *et al.*, 2008). Los procesos de contaminación

por causas antrópicas son una causa frecuente para la disminución de las reservas de agua potable (Edmunds y Shand, 2008; Martínez *et al.*, 2010).

El hecho de que las temáticas relacionadas al uso y disponibilidad de recursos hídricos sea uno de los ejes principales en la mayoría de las agendas internacionales (PHI-UNESCO; Asamblea General de la ONU, 2004, 2010 y 2011; entre otros), da cuenta de su actual relevancia y vulnerabilidad. Varios organismos internacionales gubernamentales y no gubernamentales coinciden en que la ciencia hidrológica debe desarrollarse brindando asesoramiento pertinente a las políticas hídricas, procurando la educación y la creación de capacidades que respondan a las necesidades en aumento del desarrollo sostenible, y ofrecer herramientas de evaluación y gestión de los recursos hídricos que favorezcan la sustentabilidad ambiental (PHI-UNESCO).

En este marco, en el cual el agua dulce escasea en un planeta cuya superficie está compuesta mayoritariamente por agua, adquiere fundamental importancia el agua subterránea, la cual representa el mayor reservorio de agua dulce en estado líquido (alrededor del 0,7% del total de agua en la Tierra -Shiklomanov, 1997-). Es por ello necesaria la realización de estudios cada vez más integrales e interdisciplinarios, centrados especialmente en la dinámica y calidad del agua subterránea, permitiendo definir distintos modelos de funcionamiento hidrogeológico y comprender las entradas, salidas e interrelaciones que se producen entre las variables que componen el sistema acuífero. De esta manera es posible establecer las bases y lineamientos principales para el correcto uso, manejo y protección de los recursos hídricos (Blarasin, 2003; Dapeña, 2008; Cabrera, 2009; Matteoda *et al.*, 2010).

I.2. Fundamentación del problema y antecedentes

Según Auge (2004), alrededor del 75% del territorio argentino presenta balances hídricos deficitarios, clasificándose como sectores áridos o semiáridos. En adición, en toda la nación son pocas las regiones con abundante cantidad de agua superficial potabilizable, por lo que el agua subterránea adquiere un papel fundamental para el desarrollo de las actividades

humanas. Actualmente, alrededor de la mitad del agua utilizada para abastecimiento humano proviene de fuentes subterráneas, y este número va en aumento.

La provincia de Córdoba, y particularmente el sector Sur de la misma, no es ajena a esta situación, siendo el agua subterránea el recurso natural más utilizado para el desarrollo de todas las actividades y el acuífero libre o freático el medio más explotado (Blarasin *et al.*, 2000; Blarasin y Cabrera, 2005; Matteoda 2012). La utilización de este recurso se destina principalmente al consumo humano y a las actividades agrícola-ganaderas e industriales, superando ampliamente la utilización del agua superficial, la cual se deriva fundamentalmente al abastecimiento de la ciudad de Córdoba y otras localidades menores, y al sector agrícola-ganadero para riego y consumo animal. Si bien los acuíferos de la región pueden caracterizarse a grandes rasgos según lineamientos generales en común por ubicarse mayormente en la misma provincia geológica (Llanura Chaco-Pampeana), poseen diferencias que deben ser tenidas en cuenta para llevar a cabo un manejo adecuado. Estas diferencias radican principalmente en su conformación geológica y en las actividades a las que son sometidos, lo que resulta en diferencias en su conductividad hidráulica, transmisividad, almacenamiento y en su calidad físico-química y microbiológica. Además, es habitual que en aquellos acuíferos desarrollados principalmente sobre mantos de sedimentos finos, de origen loésico y enriquecidos en vidrio volcánico, biotita, apatita y anfíboles, se produzcan reacciones de disolución e intercambio iónico con el agua, resultando en la presencia de valores elevados de sales disueltas totales y altos tenores de elementos traza como Arsénico y Flúor que, en ocasiones, superan los umbrales establecidos por la Organización Mundial de la Salud (Nicolli *et al.*, 1997; Blarasin *et al.*, 2000 y 2001; Cabrera y Blarasin, 2001; Matteoda *et al.*, 2003; Blarasin, 2006; Matteoda y Blarasin, 2011). Los usuarios y, más importante aún, los gestores de este recurso generalmente desconocen los parámetros físicos y químicos de los acuíferos explotados, así como también los tiempos de renovación, zonas de recarga, reservas, vulnerabilidad a la contaminación y la aptitud de uso del agua subterránea. Esto generalmente produce conflictos en la utilización del recurso que pueden derivar en la contaminación y/o escasez del mismo, además de afectar la salud de los usuarios. El acuífero freático es el más impactado, y la ganadería intensiva, los basurales clandestinos, los pozos negros y la utilización de agroquímicos son las actividades más impactantes, ya que introducen nitratos, nitritos, cloruros y microorganismos patógenos al sistema (Blarasin *et al.* 2000 y 2008;

Matteoda *et al.*, 2008, entre otros). Los sectores rurales pueden considerarse como los más expuestos a estos riesgos ya que carecen de una red de agua corriente y el acceso directo al agua subterránea mediante perforaciones particulares es, en muchas ocasiones, su único medio de consumo.

La caracterización de los acuíferos de las zonas serranas se torna más difícil ya que éstos se desarrollan sobre un complejo sistema de diaclasas, fallas y fracturas de orientación y buzamiento variable (porosidad secundaria), y sobre valles intermontanos con cobertura sedimentaria de espesores variables (Blarasin *et al.*, 2000). Las reservas de agua suelen ser poco importantes debido a los escasos espesores sedimentarios y a la baja permeabilidad de las zonas con porosidad secundaria. Esto genera mayores conflictos para su correcto manejo y revalida la importancia de establecer de manera certera y precisa la calidad, cantidad y tiempos de renovación del agua subterránea.

A partir de lo anteriormente descrito, adquiere fundamental importancia la realización de estudios hidrogeoquímicos en la zona, definidos por Custodio (1993) como aquellos que tratan sobre la distribución, concentración y evolución espacio-temporal de los elementos químicos, resultante de la interacción agua-medio sólido-medio gaseoso u otro fluido en un sistema hidrológico. Como complemento de estos estudios y herramienta fundamental para la elaboración de un modelo hidrogeológico que explique de la mejor manera los fenómenos observados, se destacan los estudios isotópicos ambientales. Por un lado, los isótopos estables del agua (^{18}O , ^2H) forman moléculas pesadas con un comportamiento distintivo en el ciclo hidrológico, convirtiéndolos en excelentes trazadores y permitiendo, junto a los elementos disueltos en el agua subterránea, obtener información acerca de su origen, su zona de recarga, su edad, su vulnerabilidad a la contaminación, los procesos que la afectaron desde que se infiltró hacia el acuífero hasta que fue captada y la identificación de aguas termo-minerales (Craig, 1961a,b; Panarello y Parica, 1984; Custodio, 1993; Gat *et al.*, 1996; Custodio, 2005; Cabrera, 2009 y Cabrera *et al.*, 2010a, entre otros). Por otro lado, los isótopos inestables, tales como el ^3H , permiten evaluar las aguas de recarga y estimar el tiempo de residencia del agua en los reservorios subterráneos (Dapeña y Panarello, 2004; Kazemi *et al.*, 2006; Cabrera, 2009). A pesar de su significancia, no son muchos los estudios isotópicos realizados en la provincia de Córdoba, de los cuales caben destacarse las investigaciones de Cabrera (2009),

Giuliano Albo *et al.* (2010) y Maldonado (2013), quienes integran estas técnicas para un adecuado modelado hidrogeológico de los acuíferos libres y confinados en el Sur de Córdoba.

El desarrollo de un modelo hidrológico conceptual a partir de estas herramientas permite conocer la situación actual de los acuíferos estudiados, en cuanto a la relación entre sus subsistemas y la de éstos con la atmósfera y el agua superficial. Su realización es un requisito fundamental para sintetizar de la mejor manera posible la información obtenida del medio, realizar predicciones sobre su posible evolución y brindar las pautas principales para el uso, manejo y protección de los recursos hídricos, apuntando a una correcta organización del territorio y el desarrollo sustentable de las actividades que se realicen en la zona.

I.3. Hipótesis

Las hipótesis de trabajo que guiaron la realización de la presente tesis de licenciatura son las siguientes:

Hipótesis A: La geología y geomorfología regionales definen las principales relaciones hidráulicas entre acuíferos y la de éstos con el agua superficial.

Hipótesis B: La composición química del agua del acuífero freático está fundamentalmente controlada por el relieve, características litológicas y por la recarga local de lluvias en las diferentes zonas de la cuenca.

I.4. Objetivos

Los objetivos de trabajo pueden desglosarse en dos secciones según su jerarquía: un objetivo general y varios objetivos específicos.

I.4.1. Objetivo General

Construir el modelo de funcionamiento hidrogeológico, geoquímico e isotópico del acuífero sedimentario en la cuenca del arroyo El Cano, de manera de definir aspectos básicos de la geometría del acuífero, origen y edad del agua, y relaciones hidráulicas e hidroquímicas entre los subsistemas atmosférico, superficial y subterráneo, y con el acuífero fracturado del área serrana, aportando pautas para optimizar la planificación y gestión de los recursos hídricos.

I.4.2. Objetivos específicos

- Recabar, integrar, e interpretar la información geológica-geomorfológica y estratigráfica del área.
- Evaluar y elaborar la información hidrometeorológica para analizar su influencia sobre los recursos hídricos.
- Definir las características hidrogeológicas, hidrodinámicas e hidrogeoquímicas y sus condicionantes en el área seleccionada.
- Estudiar la relación entre el agua atmosférica, superficial y subterránea, estableciendo origen de la recarga, edad y circuitos de flujo del agua subterránea con el apoyo de isótopos ambientales estables (^2H y ^{18}O).
- Identificar usos del territorio y actividades del hombre que puedan generar cambios en la calidad y dinámica del agua superficial y subterránea.

I.5. Ubicación del área de estudio

El área de estudio abarca la cuenca del arroyo El Cano, ubicada en el Sudoeste de la Provincia de Córdoba, dentro de los departamentos de Río Cuarto y de Calamuchita (Fig. I.1.). Geológicamente, se ubica en el valle de La Cruz-Gigena y forma parte de la cuenca

hidrográfica mayor del arroyo Tegua, cuyo nivel de descarga regional se ubica en los Bañados del Saladillo. Desde sus nacientes en el sector Suroccidental de las Sierras de Comechingones hasta su desembocadura en el arroyo Tegua, el arroyo El Cano alcanza casi 50 Km de longitud, atravesando las provincias geológicas de las Sierras Pampeanas Orientales y de la Llanura Chaco-Pampeana.

La cuenca posee una superficie aproximada de 410 Km² y está limitada por los paralelos 32°32' y 32°42' del hemisferio Austral, y los meridianos 64°21' y 64°44' del hemisferio Occidental. Las principales rutas de acceso son, por el Este, la Ruta Nacional N°36, la Ruta Provincial N°23 por el Oeste y la Ruta Provincial N°89 por el Sur. Las localidades más importantes que circundan la zona son los pueblos de Elena al Noreste de la cuenca, Río de los Sauces al Noroeste, Alpa Corral al Suroeste y Alcira Gigena al Sureste.

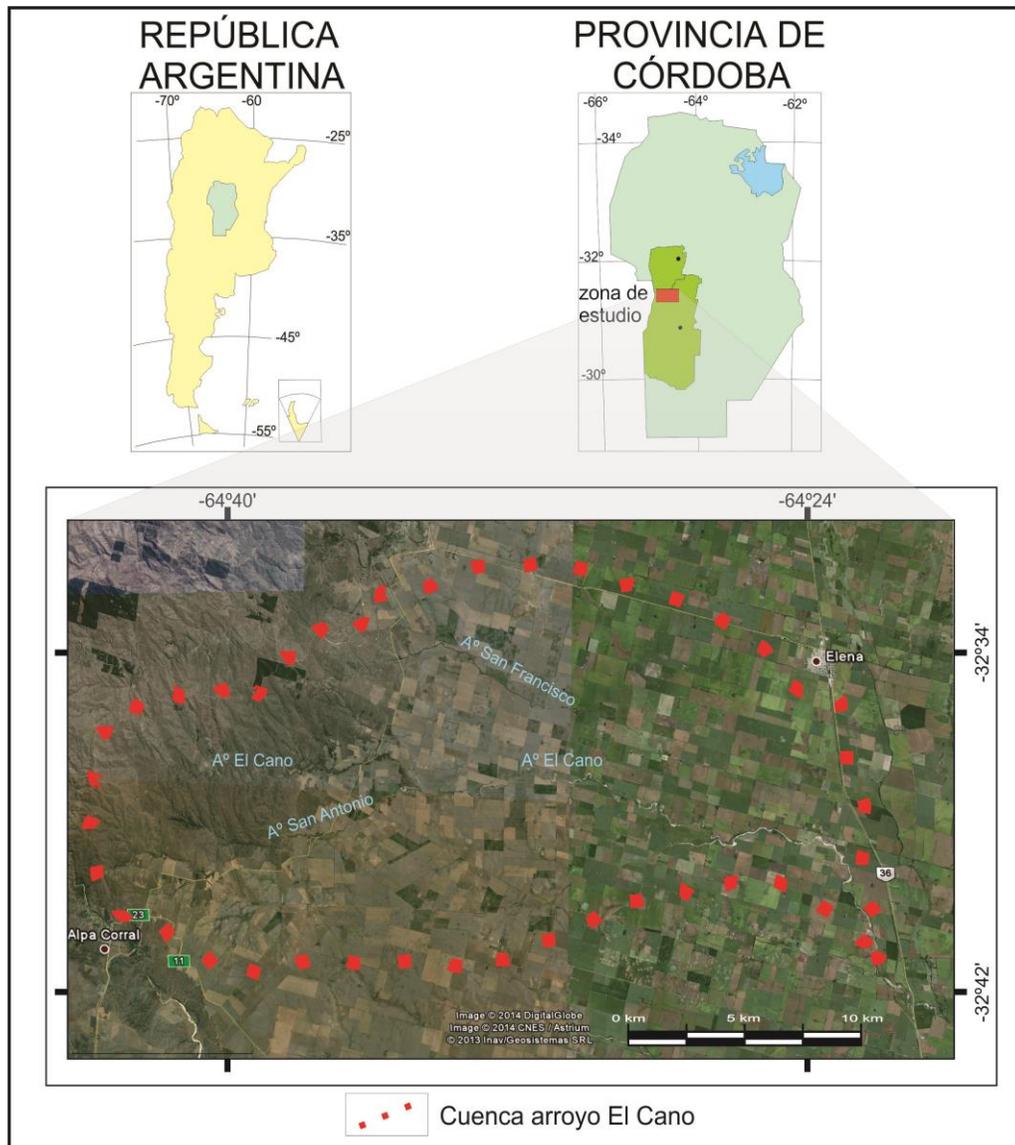


Figura I.1.: Ubicación de la zona de estudio.

I.6. Materiales y métodos

La metodología de trabajo fue inicialmente dividida en dos grandes instancias: en la primera se hizo hincapié en los aspectos geológicos, geomorfológicos, estratigráficos, estructurales, hidrológicos e hidrogeológicos básicos de la zona de estudio; mientras que en la segunda instancia se reforzaron los aspectos geoquímicos e isotópicos, alcanzando finalmente

una mirada conceptual integradora de los procesos actuantes, tanto en el pasado como en el presente, en la cuenca bajo análisis.

La elaboración de la presente tesis estuvo guiada por cuatro etapas fundamentales: de gabinete inicial, de campo, de laboratorio y de gabinete final, las cuales serán explicadas a continuación.

I.6.1. Etapa de gabinete inicial

Durante esta etapa se llevó a cabo la recopilación y el análisis de antecedentes bibliográficos, cartográficos y metodológicos pertinentes al área de estudio y a la temática a investigar.

Se obtuvieron y estudiaron cartas topográficas de escala 1:50.000 elaboradas por el Instituto Geográfico Nacional IGN (cartas 3366-12-4 “Río de los Sauces”, 3366-18-2 “Alpa Corral”, 3363-7-3 “Elena” y 3363-13-1 “Gigena”), fotografías aéreas de escala 1:60.000 realizadas en el año 1989 (corridas C08-08/12, C09-07/12 y C10-10/12), e imágenes satelitales SRTM con relleno de vacíos y del software Google Earth 2013 (imágenes Digital Globe, SPOT 4 y SPOT 5). A partir de ellas se procedió a la actualización de la cartografía topográfica, geológica-geomorfológica, estructural, hidrológica e hidrogeológica. La elaboración de un mapa de escurrimientos superficiales permitió definir las divisorias de aguas principales y secundarias, demarcando de esta manera los límites de la cuenca a estudiar. Algunas imágenes satelitales fueron procesadas con el software Global Mapper v13, mientras que la cartografía preliminar fue digitalizada mediante el programa de diseño CorelDRAWx6.

Para complementar la información climática, se procedió a la recopilación de datos de precipitaciones dentro y fuera de la cuenca de estudio, obteniéndose para la localidad de Elena una serie de 34 años (1975-2009) provista por la Cooperativa Agrícola Ganadera Ltda. de Elena, la cual fue completada con datos de la serie Cismondi (1967-1974), ubicada unos pocos kilómetros al Norte de la anterior.

La información estratigráfica relevada de la bibliografía fue contrastada con datos de perforaciones y Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) realizados anteriormente en la zona.

Para una mayor comprensión de las relaciones entre el relieve y los recursos hídricos, fueron realizados, a partir de las cartas topográficas y del software Google Earth, varios perfiles topográficos transversales y longitudinales respecto a la cuenca bajo estudio. También se recopiló información y cartografía hidrodinámica, hidroquímica e hidráulica de los acuíferos de la zona.

Finalmente, se procedió al establecimiento del Plan de Campaña para el trabajo de campo. Para ello se definió una red para el inventario de perforaciones, con una densidad aproximada de 1 pozo/16 Km², adecuada a la zona y a una escala de trabajo de semidetalle (1:50.000); se seleccionaron sitios de aforo de aguas superficiales y puntos de control de los parámetros mapeados en la cartografía preliminar.

I.6.2. Etapa de Campo

Esta etapa constó en la realización de viajes a la zona de estudio con el objetivo de relevar las principales características geológicas-geomorfológicas del área y, de esta manera, corroborar y/o ajustar los límites de las unidades definidas en la cartografía preliminar. Para tal fin se relevaron afloramientos rocosos y sedimentarios, se determinaron los procesos activos, se describieron perfiles sedimentarios ubicados en barrancas y cárcavas en las márgenes de los cauces de escurrimientos superficiales temporarios y permanentes, y se tomaron muestras de los depósitos sedimentarios más representativos con el fin de alcanzar una descripción granulométrica de los mismos. Estos viajes fueron realizados durante distintos momentos del año con el objeto de estudiar las variaciones mensuales que se producen en algunas de las características de la cuenca.

En esta instancia, también se identificó el uso que actualmente los pobladores de la región le dan al territorio que ocupan, ya que esta variable se convierte en información relevante a la hora de explicar la ocurrencia de varios fenómenos y elaborar un modelo hidrológico conceptual.

Se procedió al relevamiento hidrológico superficial, el cual consistió en el aforo de arroyos (medición de alturas de niveles de agua, secciones de paso y velocidades de circulación mediante el método del flotador), la determinación in situ de parámetros físico-químicos de calidad del agua (pH, Temperatura, Conductividad Eléctrica, Oxígeno Disuelto y Potencial Óxido-Reducción), y la recolección de muestras de agua para posteriores análisis físico-químicos en el laboratorio, como se verá más adelante, y determinaciones de isótopos ambientales (^{18}O y ^2H) en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) ubicado en las instalaciones CONICET de la Universidad de Buenos Aires.

El relevamiento hidrológico subterráneo fue realizado según la densidad de muestreo definida en la etapa de gabinete inicial. Se visitaron 27 perforaciones y se obtuvieron muestras de agua de 24 de ellas. El censo de pozos y perforaciones de captación de aguas subterráneas incluyó también, en la medida de lo posible, la obtención de información relativa al diseño y desarrollo del pozo (litologías atravesadas, profundidad de captación, filtros, caudal de la perforación, profundidad del basamento en el caso de que se haya alcanzado, etc.) y al tipo de acuífero captado (libre o confinado, sedimentario o fracturado). De cada pozo, se determinó su nivel estático y/o dinámico mediante una sonda piezométrica de señal lumínica y sonora. La caracterización físico-química e isotópica de las muestras de aguas subterráneas fue equivalente a aquella expresada para las aguas superficiales.

Durante el censo hidrológico, además, se realizaron entrevistas a los dueños o personas a cargo de las propiedades, con el fin de obtener información respecto a eventos climáticos históricos (lluvias y crecidas excepcionales, registros pluviométricos, etc.) que pudieran completar los datos recopilados en la etapa anterior. De esta manera, se obtuvo para el sector medio de la cuenca una serie de 23 años de longitud (1982-2004), perteneciente al Sr. Módolo.

De todos los puntos de interés se determinaron las coordenadas geográficas y cota topográfica mediante la utilización de sistemas de posicionamiento global (GPS Garmin).

I.6.3. Etapa de laboratorio

El análisis físico-químico de las muestras de aguas superficiales y subterráneas obtenidas en el campo se realizó en el Laboratorio de Geoquímica del Departamento de Geología de la UNRC. Se determinó el pH mediante electrodos selectivos Orión y la conductividad eléctrica mediante conductímetros Sprite y Hanna. Dentro de los aniones mayoritarios, los carbonatos y bicarbonatos fueron determinados mediante titulación potenciométrica con electrodo selectivo Orión, los sulfatos por turbidimetría y los cloruros por titulación colorimétrica. De los cationes mayoritarios, Calcio y Magnesio fueron determinados por titulación colorimétrica, mientras que Sodio y Potasio lo fueron por fotometría de llama. También se determinaron iones minoritarios de interés tales como fluoruros y nitratos (mediante electrodo selectivo de iones Orion), y elementos traza como Arsénico por métodos semicuantitativos (test Merck), cuyos resultados son comparados habitualmente con otros laboratorios (espectrofotometría de absorción atómica).

Para el análisis isotópico de las muestras de aguas superficiales y subterráneas, INGEIS emplea espectrometría de masas (IRMS) y espectroscopía láser. Las muestras por IRMS fueron tratadas siguiendo técnicas convencionales, modificadas por Panarello y Parica (1984) a las posibilidades de INGEIS, y las relaciones isotópicas se midieron en un espectrómetro de masas de triple colector, sistema de introducción múltiple, Finnigan MAT Delta S. En el caso de espectroscopía láser se utiliza un equipo Los Gatos Research inc. (OA-ICOS: Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy) (Lis et al, 2008).

Los resultados se expresan como desviaciones isotópicas (δ), en ‰ (Ec. 1).

$$\delta = 1000 (R_s - R_p) / R_p \quad (1)$$

Siendo: R la relación isotópica ($^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), de la referencia internacional (R_p) y de la muestra (R_s). La referencia utilizada es Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) (Gonfiantini, 1978); por definición, el valor $\delta\text{V-SMOW} = 0$ ‰. Las incertidumbres son $\pm 0,2\%$ y $\pm 0,3\%$ para $\delta^{18}\text{O}$ por IRMS y espectroscopía láser y $\pm 1,0\%$ para $\delta^2\text{H}$.

Para la caracterización granulométrica y análisis texturales de los estratos de los perfiles sedimentarios relevados se procedió al tamizado de las muestras mediante los tamices ASTM N° 3/8, 5, 10, 18, 35, 60, 120, 230 y 270.

I.6.4. Etapa de gabinete final

En esta etapa se elaboraron los mapas definitivos de morfoisohipsas, geológico-geomorfológico y de escurrimientos superficiales, actualizados al área de trabajo.

Se realizó el tratamiento estadístico e interpretación de la información hidrometeorológica. Se determinaron los balances hídricos modulares (Thornthwaite y Mather, 1955) y seriales de paso mensual (PDIMES, 1990), permitiendo la evaluación de períodos de excesos y déficit hídricos, la definición de ciclos secos y húmedos, y el establecimiento de una línea de tendencia de precipitaciones.

Se interpretaron los perfiles sedimentológicos relevados y se contrastaron con los datos estratigráficos obtenidos del área. Se correlacionaron los datos obtenidos de perforaciones y se elaboraron perfiles litológicos, hidrolitológicos y piezométricos del subsuelo de la cuenca. El estudio geológico del subsuelo se complementó con la interpretación de estudios geofísicos realizados previamente en la zona de estudio, los cuales permitieron optimizar el modelo hidrológico-estratigráfico y definir de una manera más precisa la geometría del acuífero.

Se volcó la información obtenida del tamizado de las muestras de sedimentos en diversos diagramas de distribución granulométrica, tales como histogramas y curvas de frecuencia acumulada. Se realizó un análisis estadístico comprendido por estadísticos de posición, desvío, asimetría, curtosis, media y grado de selección.

Se analizó e interpretó la información hidrológica superficial mediante el cálculo de caudales y descripciones geoquímicas.

A partir del cálculo de las cotas de los niveles estáticos del acuífero, se elaboraron mapas de isopropundidad del nivel freático y de potenciales hidráulicos. Para mayor

información hidrodinámica se realizaron cálculos de gradientes hidráulicos, velocidades de circulación y tiempos de residencia de aguas subterráneas.

En cuanto al tratamiento de la información hidroquímica, se clasificaron las muestras mediante el diagrama de Piper Hill (RockStat, 1994) y se elaboró la cartografía hidroquímica pertinente (de isoconductividad eléctrica, diagramas de Stiff y de concentración y distribución de iones de interés). A partir del análisis de estos elementos, se clasificaron las aguas subterráneas según su aptitud de uso para consumo humano (Código Alimentario Argentino), ganadero (Bavera, 2001) y riego (FAO y Riverside).

A partir de los resultados de los análisis isotópicos (^2H y ^{18}O) se realizaron diagramas y correspondientes interpretaciones relacionadas a la calidad y dinámica del agua en el acuífero, con el fin de determinar áreas de recarga y relaciones hidráulicas entre aguas superficiales y subterráneas.

Los mapas y diagramas fueron digitalizados mediante software de diseño (CorelDRAWx6), de cálculo (Microsoft Excel 2013) e hidroquímicos (Diagrammes v5.9).

Toda la información obtenida fue integrada y se elaboró un modelo conceptual geohidrológico del área. Se le brindó un mayor énfasis a los aspectos hidrogeoquímicos e isotópicos los cuales permiten aportar pautas de ordenamiento para los potenciales usos de los sistemas acuíferos.

CAPÍTULO II

MARCO REGIONAL

II.1. Geología regional y estratigrafía

La extensión superficial del área de estudio puede ser enmarcada dentro de regiones morfoestructurales mayores, caracterizadas por una determinada sucesión estratigráfica, un estilo estructural propio y rasgos geomorfológicos peculiares, producto de una historia geológica común; las cuales reciben el nombre de provincias geológicas (Rolleri, 1976). La zona de estudio está representada por dos provincias geológicas, correspondientes a las Sierras Pampeanas y a la Llanura Chaco-Pampeana (Fig. II.1.). La primera de ellas obtiene su denominación de Stelzner (1873), quien las definió como una serie de sierras formadas por esquistos cristalinos o metamórficos que emergen de las pampas circundantes; actualmente esta provincia se subdivide en las Sierras Pampeanas Occidentales y las Sierras Pampeanas Orientales (Ramos, 1999a), siendo esta última la más relevante para este trabajo. La llanura Chaco-Pampeana, por su parte, fue descripta como tal por primera vez por Groeber (1938) como una extensa planicie desarrollada entre las Sierras Subandinas y las Sierras Pampeanas al Oeste, y el río Paraná al Este.

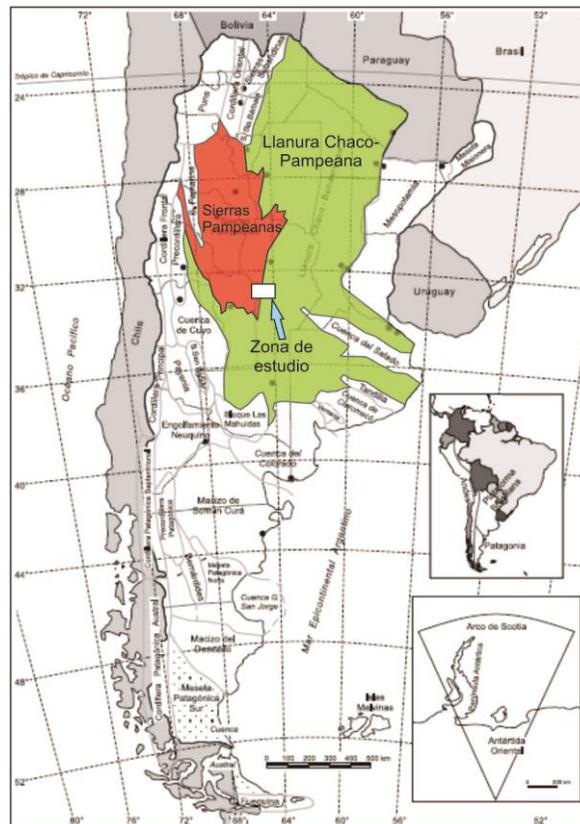


Figura II.1. Provincias Geológicas de la República Argentina. Modificado de Ramos (1999).

II.1.1. Sierras Pampeanas Orientales

Las Sierras Pampeanas Orientales están ubicadas en el sector Centro a Noroeste del territorio Argentino. Están conformadas por una serie de cordones montañosos de orientación meridiana a submeridiana, que alcanzan una gran extensión areal incluyendo a las Sierras de Córdoba y al sector oriental de la Sierra de San Luis junto con el valle de Conlara. Fueron definidas por Gonzáles Bonorino (1950) como un sistema de montañas en bloque, limitadas por fallas inversas de alto ángulo, extensión regional y carácter lístrico, que se horizontalizan en profundidad al entrar en contacto con transiciones frágil-dúctiles dentro de la corteza. De esta manera, estos bloques adquirieron una morfología transversal asimétrica con laderas orientales tendidas y occidentales escarpadas, separados por valles longitudinales (Cristofolini, 2012). En general se caracterizan por contener complejos metamórficos de grado medio, alto y bajo (en ese orden de importancia) (Miró, 1999) además de un magmatismo de arco de edad cámbrica (Rapela *et al.*, 1996) y escasos depósitos sedimentarios paleozoicos a cenozoicos.

Los segmentos corticales expuestos comprenden rocas metamórficas deformadas que fueron consolidadas y exhumadas durante los ciclos orogénicos Pampeano, Famatiniano y post-Famatiniano (Otamendi *et al.*, 2004).

Las Sierras de Córdoba, particularmente, abarcan el sector más oriental de las Sierras Pampeanas (Fig. II.2.). Se trata de una agrupación de cordones montañosos alineados aproximadamente N-S, compuestos según Gordillo y Lencinas (1979) por tres cordones mayores (la Sierra Norte constituyendo una altiplanicie de 700 a 1000 metros de altura; la Sierra Chica que incluye a la Sierra de Masa al Norte y a la Sierra de las Peñas al Sur; y la Sierra Grande o de Achala, al Oeste de las anteriores, junto a su prolongación austral en la Sierra de Comechingones); alcanzando una extensión de aproximadamente 500 km de largo y 150 km de ancho. La altura máxima alcanzada se ubica en el cerro Champaquí dentro de la Sierra Grande, con 2884 m.s.n.m.

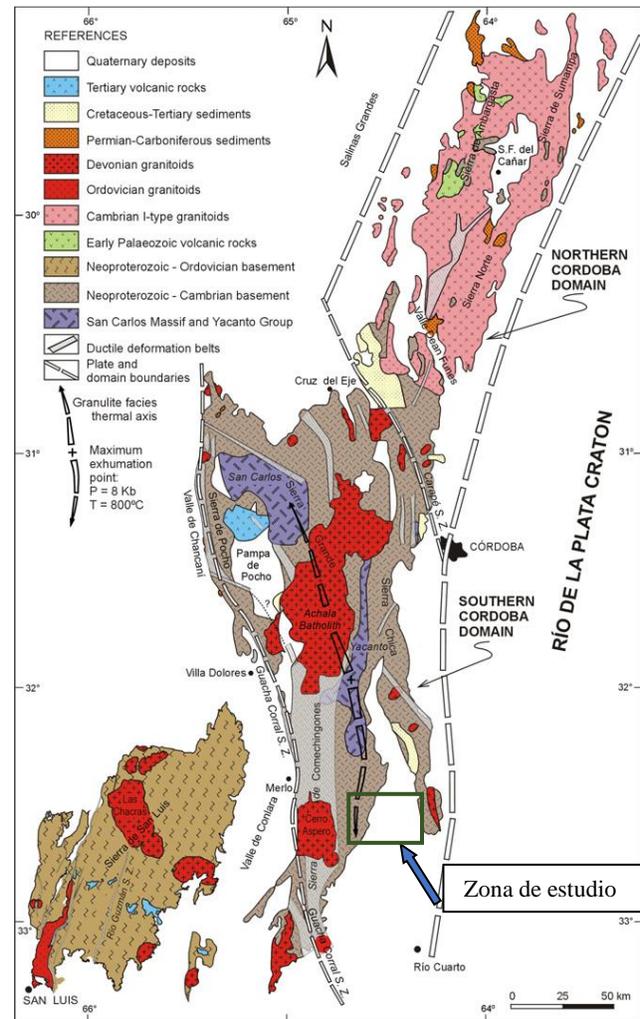


Figura II.2. Características geológicas principales de las Sierras de Córdoba. Tomado de Ramos *et al.* (2010).

El basamento cristalino está compuesto por un complejo plutónico-metamórfico de edad Neoproterozoica a Cámbrica Inferior, compuesto en mayor medida por gneises y migmatitas de grano grueso e intruido por batolitos de composición granítica durante el Paleozoico Inferior (Gordillo y Lencinas, 1979; Rapela *et al.* 1998). Según varios autores (Guereschi y Baldo 1993; Otamendi 1995; Mutti 1997; entre otros) la mayor parte de las metamorfitas que componen el basamento derivan de protolitos sedimentarios, predominantemente pelítico-

grauváquicos, cuarcíticos y calcáreos; el resto deriva de rocas ígneas plutónicas y volcánicas (granitos, granodioritas, tonalitas y basaltos tipo MORB). Éstos han sido deformados principalmente en facies de anfibolitas, incrementándose en sectores hasta alcanzar facies de alto grado metamórfico (Gordillo, 1984). En general, el grado metamórfico aumenta de Oeste a Este. Los tipos litológicos predominantes son esquistos micáceos, gneises y migmatitas, siendo el gneis tonalítico-biotítico constituido principalmente por plagioclasa (An_{20}) + Cuarzo + Biotita), de colores grises y grano grueso la metamorfita más abundante (Gordillo y Lencinas, 1979; Bonalumi *et al.*, 1999). Otras variedades gnéicas más aluminosas afloran en los bordes occidental y oriental de la sierra de Pocho, los cuales fueron definidos por Gordillo (1984) como gneis de Los Túneles y de Las Palmas respectivamente.

La generación de un pico metamórfico (M2) de temperaturas mayores a 700°C y presiones variables entre 5 y 7 Kbar. (Gordillo, 1984) dio inicio a procesos anatéticos que movilizaron la fracción cuarzo-feldespática de las rocas preexistentes dando origen a rocas migmáticas en facies de granulitas y mayormente de composición tonalítica (Gordillo y Lencinas, 1979). Estos cuerpos constituyen grandes fajas de orientación meridiana que ocasionalmente se intercalan con gneises formando grandes macizos anatéticos que han sido registrados por varios autores (Gordillo, 1984; Gordillo y Bonalumi, 1987 y Martino, 1988, entre otros) como: faja migmática de El Diquecito, macizo migmático de Atos Pampa-Cerro Pelado, faja migmática de El Durazno-Rodeo de Las Mulas, Macizo migmático de San Carlos, faja migmática de La Puerta, área migmática de Corral de Carnero y área migmática de Quilpo.

De manera subordinada, afloran cuerpos de menor grado metamórfico (metacuarcitas, filitas y esquistos), mármoles, anfibolitas y fajas discontinuas de rocas máficas y ultramáficas (Bonalumi *et al.*, 1999). Las metacuarcitas y filitas poseen reducida extensión y están limitadas al sector occidental de la sierra. Los cuerpos de mármoles y anfibolitas son más abundantes en la Sierra Chica y suelen estar asociados en los afloramientos. Se trata de cuerpos lenticulares a tabulares, subconcordantes con la estructura regional y en general de escaso espesor (Gordillo y Lencinas, 1979). Las rocas máficas y ultramáficas están presentes como intrusivos básicos mayores de formas elipsoidales en planta (Gabro de San Lorenzo) o como cuerpos elongados de composición gabro lherzolítico a harzburgítico, total o

parcialmente serpentinizados, conformando fajas de orientación meridiana, en ocasiones intruidas por ortoanfibolitas, metagabros y dunitas (Escayola, 1994). Las rocas volcánicas paleozoicas están recluidas al sector de la Sierra Norte; son de carácter ácido (riolitas y dacitas) y están asociadas a depósitos piroclásticos y sedimentarios continentales del Neoproterozoico-Cámbrico Inferior (Von Gosen y Prozzi, 2009).

El Paleozoico Inferior está representado en las Sierras de Córdoba por la presencia de numerosas fajas de cizalla y cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas y composición granítica. Las fajas de cizalla son zonas de alta deformación formadas en ambientes estructurales de carácter dúctil a dúctil-frágil, asociadas a grandes fallas regionales y con gran representación en estas serranías. Martino (2003) identificó la presencia de 16 fajas de deformación dúctil en las Sierras de Córdoba, agrupadas según sus características más sobresalientes en cuatro grupos mayores de distinta interpretación tectónica: fajas transcurrentes dextrales paralelas a un arco magmático (de aproximadamente 535 Ma), fajas de desenraizamiento del orógeno Pampeano Cámbrico (490-470 Ma), fajas de imbricación regional con generación de cabalgamientos (458-433 Ma) y fajas contraccionales achalianas (450-350 Ma). Estas fajas son el resultado de una serie de eventos metamórficos de carácter dinámico que retrabajaron las rocas preexistentes del basamento, generando cambios estructurales, texturales y mineralógicos que dieron origen a rocas de la serie milonítica y cataclásticas (Cristofolini, 2012). Los cuerpos intrusivos paleozoicos son de composición granítica y en ocasiones alcanzan dimensiones batolíticas, cuyas aureolas térmicas producen un metamorfismo de contacto en las rocas encajantes. Fueron agrupados por Rapela *et al.* (1990) según un criterio cronológico en tres grandes grupos: granitoides cámbricos pampeanos (G1), granitoides ordovícico-devónicos (G2) producto de la orogenia famatiniana y granitoides carboníferos (G3). Sato *et al.* (2003) proponen otra clasificación, agrupando los cuerpos intrusivos en cuatro grupos: granitoides tipo I Pre-Orogénicos y granitoides tipo S Sin-Orogénicos correspondientes a la fase "pre-famatiniana", granitoides asociados a un magmatismo de arco ligados a la fase principal de la orogenia famatiniana, y granitoides tardío a post-orogénicos relacionados a una etapa post-orogénica famatiniana.

Durante el Paleozoico Superior gran parte de las serranías pampeanas eran elementos positivos que actuaron como límites mayores de cuencas sedimentarias. Es por ello que la

cobertura sedimentaria está representada predominantemente por relictos aislados, de escasa significación areal y reducido espesor, aflorantes en el borde occidental y austral de las Sierras (Gordillo y Lencinas, 1979). Se trata de una serie de sedimentitas continentales predominantemente psamítico-pelíticas que sobreyacen sobre una discordancia angular al basamento cristalino y que se corresponden con los afloramientos más orientales del Grupo Paganzo (Carbonífero-Triásico). En la provincia de Córdoba han sido identificados como Formaciones de Tasa Cuna, Chancaní y Ranqueles.

El registro Mesozoico de las Sierras de Córdoba se restringe principalmente al Cretácico ya que durante gran parte del Triásico y el Jurásico estas serranías actuaron como elementos positivos. Las áreas de mayor representación de este ciclo sedimentario se encuentran marginando el borde oriental de la Sierra Chica. Se trata fundamentalmente de formaciones sedimentarias continentales del tipo de estratos rojos, con predominio de conglomerados, y frecuentemente asociados a vulcanitas básicas (Gordillo y Lencinas, 1979). Los productos eruptivos predominantes son basaltos traquíticos y nefelínicos con abundante olivino, y lapillitas brechosas (Gordillo y Lencinas, 1979; Sánchez *et al.*, 2002).

Los depósitos cenozoicos han sido bien descriptos por Gordillo y Lencinas (1979). Consisten básicamente en sedimentos detríticos continentales, con una menor exposición de vulcanitas y depósitos piroclásticos asociados. Las sedimentitas terciarias son en su mayoría estratos rojos de poca madurez textural y mineralógica, depositadas en cuencas locales en valles longitudinales mayores. El vulcanismo terciario aflora en el cordón occidental de la Sierra de Córdoba; está compuesto por series volcánicas predominantemente alcalinas (traquibasaltos y traquiandesitas), producto de un vulcanismo eminentemente explosivo con gran desarrollo de depósitos piroclásticos y tufíticos. Los depósitos cuaternarios tienen escaso desarrollo en el sector serrano, tomando mayor importancia los depósitos fluviales y pedemontanos en los valles mayores y los depósitos eólicos en las altiplanicies (pampas de altura). El vulcanismo cuaternario está representado por cerros de basaltos nefelínicos de pequeñas dimensiones en la región de Chaján.

II.1.2. Llanura Chaco-Pampeana

La Llanura Chaco-Pampeana es una extensa llanura limitada por las provincias geológicas de Sierras Subandinas y Sierras Pampeanas Orientales al Oeste, hacia el Sur por la cota de 200 m.s.n.m. hasta el río Colorado, y por los sistemas de Ventania y Tandilia y el litoral atlántico al Sudeste; ocupando de esta manera más de 1.000.000 de Km² del territorio argentino (Chebli *et al.*, 1999). Geotectónicamente se trata de una zona estable que ha permanecido negativa desde el Paleozoico Inferior, que comenzó a actuar como un gran antepaís desde el Mioceno recibiendo sedimentos provenientes del levantamiento andino, y que hoy constituye mayormente el lugar de tránsito de esos sedimentos y de aquellos provenientes de las serranías pampeanas hacia la plataforma y el talud continental atlánticos. Según Limarino y Spalletti (2006) se trata de una cuenca de intraplaca desarrollada sobre corteza continental, con tasas de subsidencia bajas y medias, y limitada actividad magmática y tectónica. A escala regional, esta cuenca está integrada por diferentes fosas (cuenca de Las Breñas, Chacoparanaense, de General Lavalle y de Macachín) que otorgan al basamento una morfología de cubetas separadas por altos o dorsales (Chebli *et al.*, 2006), aunque para los depósitos más antiguos es posible que haya actuado como una única zona negativa (Russo *et al.*, 1979).

Las unidades estratigráficas del Sur de la provincia de Córdoba se muestran de manera simplificada en la Fig. II.3. Los cuerpos más antiguos no afloran en el terreno y han sido reconocidos a través de perforaciones realizadas para el abastecimiento de agua y de otras más profundas destinadas a la exploración de recursos hidrocarbúrficos (Degiovanni *et al.*, 2005). Para el Paleozoico Superior fueron identificadas por Chebli *et al.* (1999) la Formación Ordóñez integrada principalmente por areniscas feldespáticas, micáceas y algo conglomerádicas y pelitas algo carbonosas; y la Formación Victoriano Rodríguez compuesta por areniscas, limolitas y arcillitas. Otras formaciones equivalentes han sido halladas en otras cuencas aisladas que hoy conforman la Llanura Chaco-Pampeana.

Los depósitos cretácicos constan básicamente de una serie de sedimentos continentales del tipo “estratos rojos”, compuestos por una sucesión de conglomerados, areniscas y pelitas, intercaladas por vulcanitas básicas e interpretadas como el relleno de una cuenca de rift

(Sánchez *et al.*, 1990; Chebli *et al.*, 1999). Para este período han sido descriptas las siguientes formaciones:

Formación General Levalle: Consta de un espeso paquete sedimentario compuesto por areniscas, conglomerados, evaporitas y limolitas en proporciones variables.

Formación Serra Geral: Espesas coladas de basaltos álcali-olivínicos de color negro o gris oscuro, intercalados con niveles de areniscas y pelitas pertenecientes, según Chebli *et al.* (1999), a la Formación Tacuarembó.

En el límite Cretácico-Paleoceno se produce una transición de un ambiente continental a uno marino costero, representado por la Formación Mariano Boedo. Ésta fue caracterizada como un conglomerado basal con clastos de basalto, seguido de areniscas intercaladas con pelitas hacia el techo, culminando con rocas carbonáticas (Chebli *et al.*, 1999).

Las sedimentitas terciarias se componen de depósitos clásticos continentales y marinos que sobreyacen a través de una discordancia erosiva al basamento cristalino y los estratos cretácicos (Degiovanni *et al.* 2005). Para este período han sido descriptas las siguientes unidades estratigráficas:

Formación Chaco (Eoceno-Mioceno Inferior): Areniscas de grano fino, ocasionalmente medianas o gruesas, con intercalaciones de arcilitas, limolitas, conglomerados y evaporitas (Chebli *et al.*, 1999).

Formación Paraná (Mioceno): Conjunto de sedimentos depositados a partir del evento transgresivo Paranaense, de aguas someras y temperatura templada a cálida (Russo *et al.*, 1979). Está constituida mayoritariamente por arcilitas de colores verdosos, azulados o gris amarillentos, con restos de fósiles marinos. El registro regresivo de este evento está representado por areniscas en ocasiones calcáreas y fosilíferas que componen la Formación Entre Ríos (Chebli *et al.*, 1999).

Formación Tigre Muerto (Mioceno): Definida por Blarasin *et al.* (2000) y caracterizada como potentes bancos de limos cementados, limos y arcillas oscuras correspondientes a facies

leníticas y palustres, y arcillas ocreas con intercalaciones de arenas y gravas correspondientes a ambientes fluviales.

En el límite cronológico Terciario-Cuaternario se depositaron los sedimentos correspondientes a la Formación Ituzaingó-Arenas Puelches (Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior), la cual consta de areniscas friables, de grano fino a grueso, ocasionalmente conglomerádicas y pobremente seleccionadas (Doering, 1882; Santa Cruz, 1972).

En general, la secuencia cuaternaria responde a una interstratificación de depósitos continentales eólicos y fluviales-lagunares (Degiovanni *et al.*, 2005). La estratigrafía cuaternaria del Sur de Córdoba ha sido bien caracterizada por Cantú (1992) y otros autores, quienes la han organizado en las siguientes formaciones:

Formación Alpa Corral (Plioceno-Pleistoceno): Son los sedimentos cuaternarios más antiguos aflorantes. Constituidos por arenas finas con gravas dispersas, y gravas finas y gruesas intercaladas con arenas medias y gruesas, correspondientes a facies fluviales (Cantú, 1992).

Formación Pampiano (Pleistoceno Medio a Superior): Se trata de un importante cuerpo sedimentario, cuyo miembro inferior está compuesto por materiales limosos y limoarenosos muy finos con cementación nodular y continua de hierro y sílice, correspondientes a depósitos fluviales de canal, de llanura de inundación y palustres. El miembro superior está compuesto por limos eólicos (loess) con bancos continuos de calcretos (Fidalgo *et al.*, 1973; Cantú, 1992).

Geosuelo Estancia El Cerrito (Pleistoceno): Se trata de un paleosuelo del orden de los Argiudoles, desarrollado sobre sedimentos eólicos en las zonas de interfluvios. Es un suelo decapitado que conserva sólo los horizontes Bt y BC, con abundantes cutanes de humus y arcilla (Cantú, 1992).

Formación Chocancharava (Pleistoceno Superior): Constituida por psamitas y psefitas de tendencia general granodecreciente, correspondientes a facies de canales fluviales entrelazados y facies tractivo-suspensivas de llanura de inundación. Se describen además materiales pelíticos de color verde amarillento correspondientes a ambientes leníticos de

circulación restringida y asociados a depósitos de flujos densos. También puede presentarse como secuencias de canales fluviales de alta energía, ortoconglomerados monomíticos con clastos provenientes de la Fm. Pampiano (Cantú, 1992).

Formación La Invernada (Holoceno Inferior-Medio): Se compone de materiales predominantemente loésicos, de granulometría limosa y limoarenosa, sin estructuras deposicionales. En su tramo superior se observan canales de erosión de tipo efímero con relleno limoso fino y arcilloso. La proveniencia de estos sedimentos es tanto volcánico-piroclástica (Andina) como plutónico-metamórfica (Sierras Pampeanas) (Cantú, 1992).

Geosuelo Las Tapias (Holoceno): Se trata de una serie de paleosuelos del orden de los molisoles (Argiudoles, Hapludoles, Haplustoles) y amplia extensión geográfica, desarrollados sobre los sedimentos eólicos de la Formación La Invernada.

Formación Río Cuarto (Holoceno Inferior-Medio): Definida por Blarasin *et al.* (2000) y caracterizada por sedimentos fluviales de baja energía, paraconglomerados de matriz limo-arenosa y depósitos de ambientes con circulación restringida.

Formación Arroyo Las Lajas (Holoceno Medio): Canales de fondo plano y paredes verticales, generados por un ciclo fluvial de escasa magnitud, y rellenados por depósitos aluviales, coluviales y eólicos. (Cantú, 1992).

Formación Laguna Oscura (Holoceno Superior): Cubierta eólica arenosa fina a muy fina, con bajos porcentajes de limos y arcillas y predominantemente compuesta por minerales livianos. Compuesta por dos familias mineralógicas, una volcánica (cordillerana) y otra pampiana. La sección superior aflorante puede presentarse edafizada o como sedimentos finos que constituyen depósitos medanosos (Cantú, 1992; Degiovanni *et al.*, 2005).

Formación Reducción (Holoceno Superior): Descripta por Blarasin *et al.* (2000) como una unidad compuesta por arenas gruesas a gravas finas con matriz limo-arenosa a arenosa fina, correspondientes a secuencias fluviales de baja a moderada energía.

Sedimentos actuales sin denominación formal: Compuestos por materiales psamíticos fluviales, pelíticos lagunares y palustres, psamo-pelíticos de abanicos de derrame y eólicos removilizados (Blarasin, 2003; Degiovanni *et al.*, 2005).

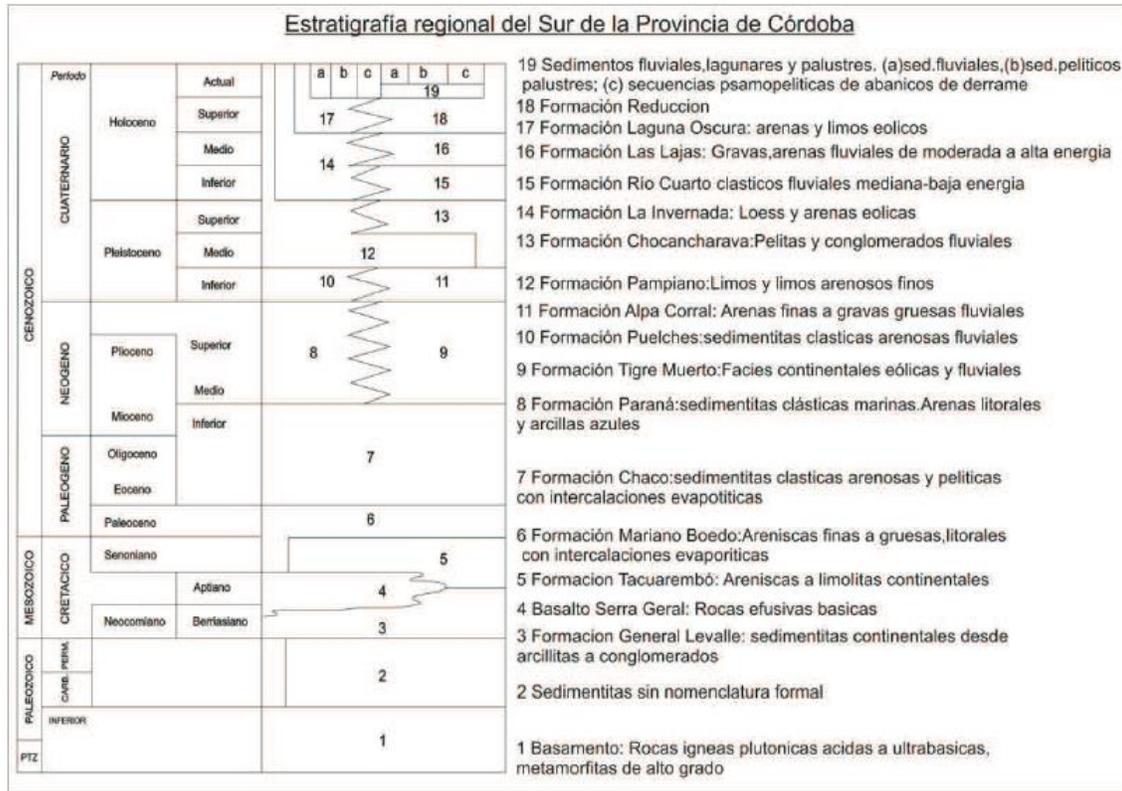


Figura II.3.: Cuadro estratigráfico regional para el Sur de la provincia de Córdoba. Tomado de Degiovanni *et al.*, 2005.

II.2. Marco estructural

La estructuración actual de las Sierras Pampeanas y de la Llanura Chaco-Paranaense se originó principalmente a partir del Mioceno Inferior como producto de la orogenia Andina y estuvo controlada en su mayor parte por líneas de debilidad previa (Ramos, 1999a). Estas estructuras en la Sierras de Córdoba se resuelven como un conjunto de bloques fallados, separados por valles longitudinales, en donde el basculamiento de los bloques mayores del basamento ha generado una morfología asimétrica con ladera oriental tendida y occidental escarpada. Las dislocaciones que limitan longitudinalmente los bloques mayores del

basamento son fallas o “fajas de fracturación” de carácter inverso, orientación preferencial NNO-SSE, alto ángulo y naturaleza lítrica, que buzcan en superficie entre 50° y 70° hacia el bloque levantado (González Bonorino, 1950; Gordillo y Lencinas, 1979; Degiovanni *et al.*, 2005).

Para la Llanura Chaco-Pampeana, Pasotti (1974) definió tres grandes bloques, limitados por geofracturas de orientación meridiana, que de Oeste a Este se denominan Pampa Elevada, Pampa Hundida y Pampa Levantada. De esta manera la región adquiere un estilo tectónico definido por bloques hundidos y levantados, basculados al E y SE, que generan una morfología escalonada y ondulada, cuya expresión disminuye en el sentido de la pendiente regional hacia el Sudeste. Los bloques son elongados, con ejes mayores de dirección N-S y limitados por fallas normales e inversas con esta orientación (Degiovanni *et al.*, 2005). Las estructuras frágiles de esta zona están representadas por numerosas familias de fallas y diaclasas (Fig. II.4.), las cuales pueden agruparse en los siguientes sistemas según su rumbo:

Sistema meridiano a submeridiano (N-S a N 10°): Es el grupo estructural más significativo, definiendo desde el Mioceno grandes bloques diferencialmente ascendidos y basculados hacia el Este que caracterizan a las Sierras Pampeanas y Llanura Chaco-Pampeana. Muchas de ellas son fallas normales que evidencian signos de inversión tectónica. Las estructuras más relevantes para esta familia son las fallas de Comechingones, Guacha Corral, Cañada de Álvarez, Río de Los Sauces, Santa Catalina, San Basilio, Arroyo Chucul, El Barreal (Occidental y Oriental) y de Sierra Chica, entre otras (Degiovanni y Cantú, 1997; Degiovanni *et al.*, 2005). Algunas de ellas son descriptas a continuación:

Falla de Comechingones: estructura de carácter inverso, responsable del levantamiento de las sierras homónimas. Se trata de una importante faja de cizalla que se extiende hacia el Norte acompañando el borde occidental de las Sierras Grandes de Córdoba (Costa, 1996).

Falla de Santa Rosa-Las Peñas: Megatrazada inversa, responsable del levantamiento principal de las Sierras Chicas y con evidencias de actividad cuaternaria (Martino *et al.*, 1995).

Alejandro-Pampayasta: Megatraya inversa y de gran longitud que separa la Pampa Elevada al Oeste de la Pampa Hundida al Este y con evidencias de reactivaciones neógenas (Pasotti, 1974).

Según Degiovanni y Cantú (1997) este sistema de lineamientos define para la zona de estudio distintos bloques tectónicos: en la zona Norte se distinguen el graben periférico de Río de los Sauces, bloque basculado de La Dormida, graben El Barreal y el bloque basculado de pedimento Sierra de las Peñas; la zona Sur está constituida por el graben periférico Los Permanentes, los bloques diferencialmente ascendidos de Río de los Sauces, La Escondida, Mosuc Mayú y Gigena, y el graben El Barreal.

Sistema E-O (90° N): Este grupo estructural es el segundo en importancia. Muchas de estas fallas son de carácter normal y con una componente de rumbo, que seccionan y escalonan a los megabloques meridianos, condicionando la instalación de las principales redes fluviales actuales y antiguas. Estas estructuras definen bloques que constituyen áreas de divisorias regionales (Degiovanni y Cantú, 1997). Entre otras pueden nombrarse las fallas de Elena, El Cano, Tegua y de Río Cuarto.

Sistema NO-SE (330° N): Está bien representado en el extremo Sur de Las Sierras de Comechingones y en las planicies occidentales. Este sistema causa el descenso escalonado de los bloques serranos y controlan la red de drenaje de la mayoría de los cursos que tienen sus nacientes en ese sector. Algunas de las fallas de este sistema son Las Lajas-Sampacho, Alpa Corral y Chaito Chazón (Cantú y Degiovanni, 1982). En la zona de estudio estas fracturas son de carácter normal con componente de rumbo (Degiovanni y Cantú, 1997).

Sistema NNE-SSW (20-40° N): Las estructuras más importantes de este sistema son las fallas de Saladillo, Las Lagunas, Los cóndores y San Francisco. Estas dos últimas habrían causado el desplazamiento de la Sierra de las Peñas hacia el NE (Degiovanni y Cantú, 1997), por otro lado, la falla de Las Lagunas es de carácter inverso y con probada actividad Cuaternaria (Sagripanti *et al.*, 1998).

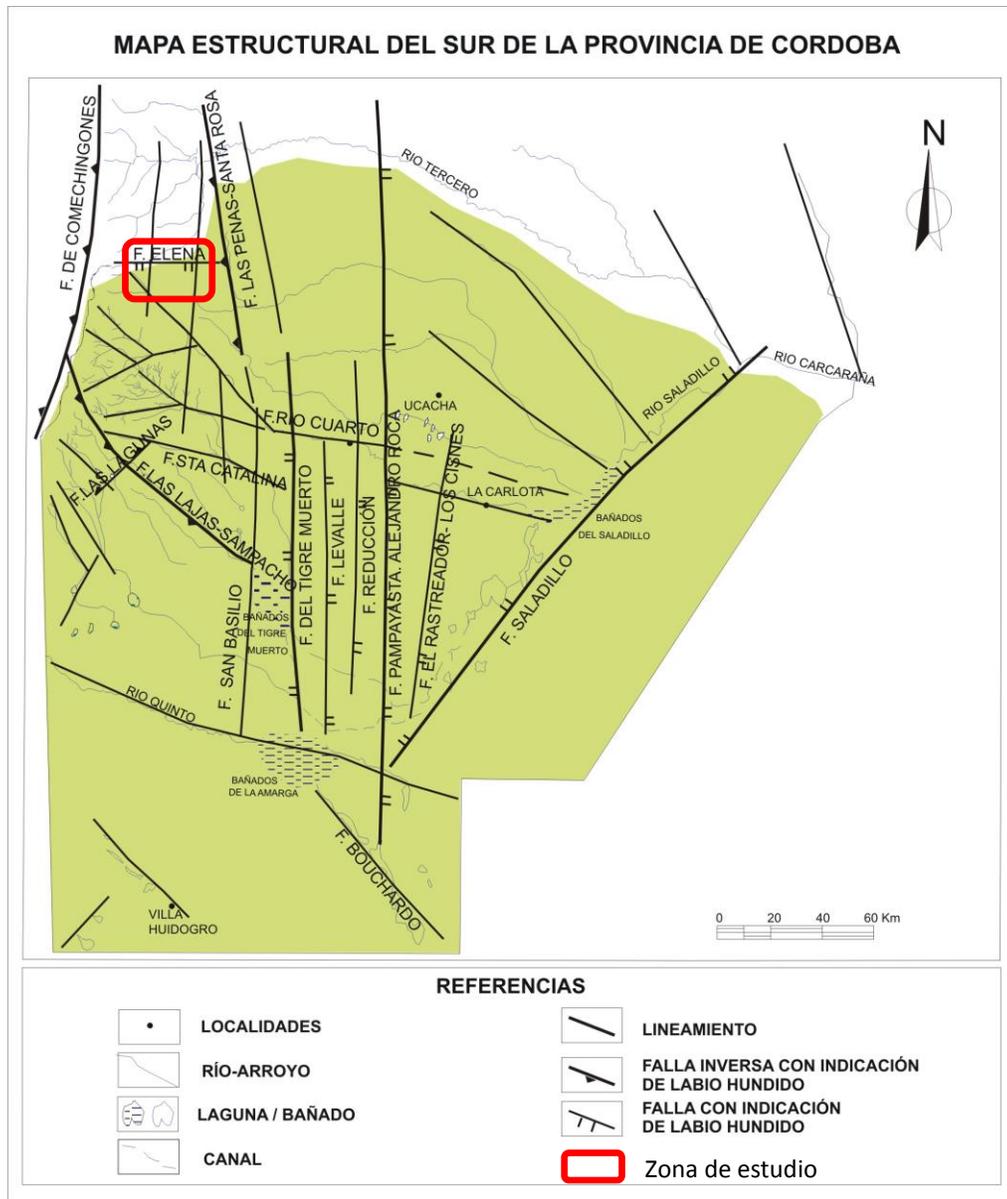


Figura II.4.: Mapa Estructural del Sur de Córdoba. Tomado de Sagripanti (2006).

II.3. Geomorfología regional

La geomorfología regional del Sur de Córdoba ha sido bien caracterizada por Blarasin *et al.* (2000); Degiovanni *et al.* (2003), Degiovanni (2005) y Degiovanni y Blarasin (2005), entre otros, y está representada en la Fig. II.5. Según estas autoras, la configuración geomorfológica actual de esta región está estrechamente vinculada a los rasgos geotectónicos que caracterizan

a las Sierras Pampeanas y Llanura Chaco-Pampeana (bloques mayores, acompañados de otros menores, de rumbo meridiano a submeridiano), a la litología dominante de cada una de ellas, a las variaciones climáticas principalmente cuaternarias y a los eventos neotectónicos. Estos factores condicionaron la acción de distintos agentes geológicos modificadores del paisaje que modelaron las unidades y subunidades geomorfológicas de la región. Aquellas que están representadas en el área de estudio son descriptas a continuación:

A-Sistema de Sierras Pampeanas: Representadas en el Sur de Córdoba por las Sierras de Comechingones, de Los Cóndores y de Las Peñas. En ellas aflora en gran medida basamento cristalino, plutónico-metamórfico de edad Precámbrica-Paleozoica Inferior; y, localmente, sedimentitas Mesozoicas y Paleozoicas. Morfológicamente se presentan como cordones montañosos meridianos, elevados por fallas inversas lítricas en sus bordes occidentales, donde presentan escarpas con variado grado de evolución (Blarasin *et al.*, 2000). A su vez, los megabloques que componen estas serranías exhiben una morfología que refleja una larga y compleja historia denudativa, donde coexisten relieves antiguos heredados, con otros que resultan de la sustitución parcial o total de éstos (Degiovanni, 2005).

A.1-Sierras de Comechingones: Poseen un rumbo NNE-SSO y un ancho variable que se reduce hacia el Sur, al igual que su altitud, conforme el rechazo de la falla de Comechingones disminuye y la escarpa queda sepultada por depósitos cuaternarios. En un corte transversal estas serranías presentan una morfología asimétrica con las alturas máximas hacia el borde occidental, con un descenso escalonado en ambos sentidos, según megabloques definidos durante la orogenia Ándica (Degiovanni *et al.*, 2003). Según lo expresado por Blarasin *et al.* (2000), el relieve de las Sierras de Comechingones exhibe las siguientes características de Oeste a Este: Pampas de altura, relicto de una superficie de erosión (peneplanicie poligénica y diacrónica) de edad Cretácica Superior-Terciaria y cubierta por delgados depósitos eólicos del Pleistoceno y Holoceno, en ocasiones sometidos a procesos de carcavamiento; una área de disección, de relieve muy escarpado, alta densidad y frecuencia de drenaje, y cursos angostos, encajonados en valles sin relleno sedimentario; y áreas de relieve más suavizado, correspondientes a bloques más deprimidos de los bordes oriental y meridional de las sierras y con valles fluviales que presentan un importante relleno sedimentario coluvial y aluvial. Las variaciones litológicas definen dos tipos de modelado: el de las rocas graníticas

con morfologías de bochas, taffonis y domos sobre llanuras grabadas, y el de las metamorfitas, con relieves orientados, crestiformes, que dominan el resto de las serranías (Degiovanni, 2005).

B-Llanura Pampeana: Desde el punto de vista estructural, está constituida por un conjunto de bloques basculados y diferencialmente ascendidos que definen sectores positivos y áreas deprimidas que condicionaron las características de los ambientes de sedimentación. Se trata de una planicie de pendiente general hacia el Este-Sudeste, con un relieve suave a moderadamente ondulado (a excepción de la faja periserrana) integrado por formas eólicas y, subordinadamente, fluviales y palustres. La dinámica de estos ambientes está muy influenciada por la actividad antrópica (Degiovanni, 2005).

B.1-Ambiente agradacional pedemontano: La zona pedemontana conforma una faja estrecha con pendientes cercanas al 12%, donde afloran materiales coluviales, aluviales y basamento en lomas relícticas, con cubierta de depósitos eólicos limo-arenosos que presentan erosión hídrica en cárcavas (Blarasin *et al.*, 2000). Se trata de llanuras moderadas a fuertemente onduladas que bordean las serranías, cuyo relieve responde a la presencia de bloques de basamento cercanos a la superficie, a la construcción y posterior disección de bajadas pedemontanas y a la cubierta loessoide cuaternaria. Aisladamente se reconocen superficies de basamento de suave pendiente con calcretos en su techo, que se interpretan como pedimentos y relieves residuales. Las bajadas falladas y disectadas constituyen una sucesión de lomadas compuestas por secuencias de abanicos pleistocenos fundamentalmente, separadas por amplios valles con relleno holoceno, y finalmente, cubiertas por depósitos loessoides. El sector pedemontano oriental de las Sierras de Comechingones está surcado por numerosos cursos de carácter permanente que desarrollaron fajas fluviales importantes (Degiovanni, 2005).

B.2-Llanura eólica bien drenada: Varían desde fuertemente ondulados al Oeste a planos hacia el Este, en general con un buen drenaje, una importante zona de aireación y sistemas de escurrimientos superficiales bien desarrollados. Las llanuras loessoides son predominantes (Degiovanni, 2005).

B.2.1- Planicie loessoide con dunas longitudinales: Exhibe un relieve fuertemente ondulado bordeando la faja periserrana que se hace más suave hacia el Este-Sudeste. Afloran sedimentos arenosos finos constituyendo dunas longitudinales discontinuas y disipadas, con algunos sectores reactivados. A pesar de la potente cubierta sedimentaria el relieve de la llanura refleja la tectónica de bloques del basamento, siendo numerosos los altos y bajos de este origen. Relacionados a estos últimos, afloran costras salinas y procesos de deflación en épocas secas. En general, en estas planicies son muy importantes los procesos de erosión hídrica debido a los materiales aflorantes, altos gradientes en la llanura ondulada, pendientes muy largas en las planicies intermedias y fuerte presión en el uso de la tierra.

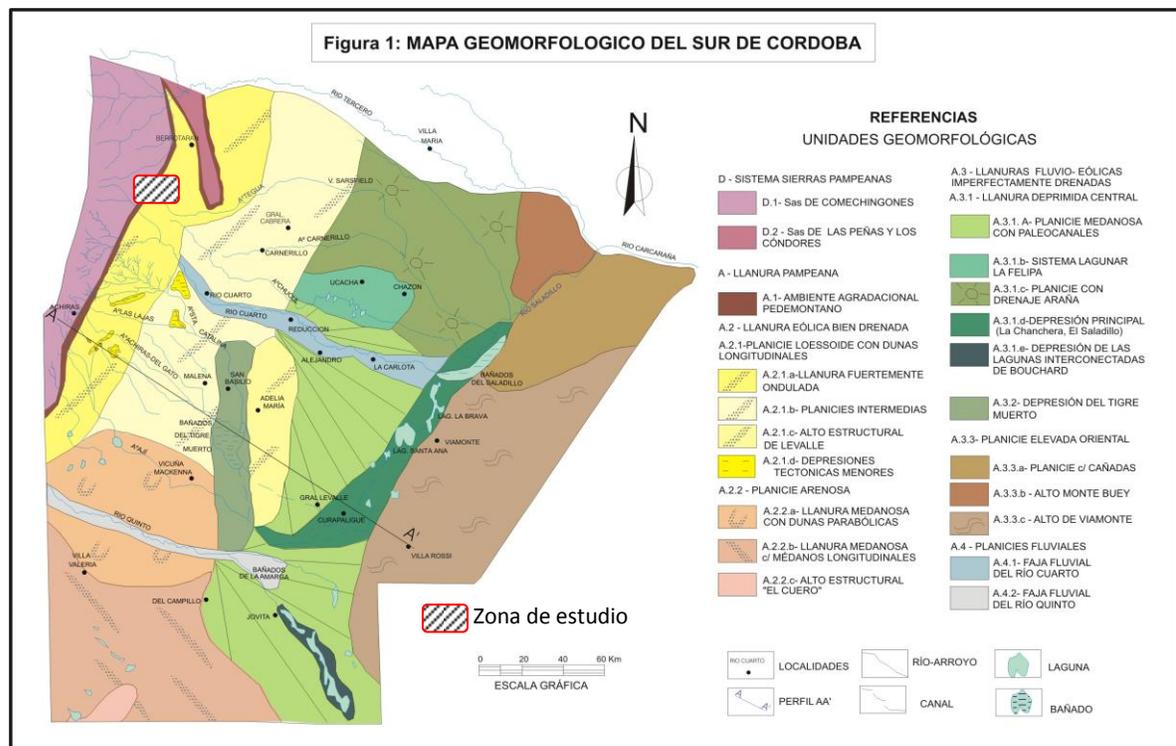


Figura II.5.: Mapa Geomorfológico del Sur de Córdoba. Tomado de Degiovanni (2005).

II.4. Evolución geotectónica

Los eventos tectónicos y climáticos que se han ido sucediendo a lo largo del tiempo en la región han definido la disposición actual de los elementos geológicos, geomorfológicos y

estructurales, condicionado el accionar de diferentes agentes geológicos y determinado la presencia y calidad de los recursos naturales disponibles (yacimientos minerales, rocas de aplicación, agua potable, suelos de calidad agrícola, entre otros). Estos eventos se produjeron en el marco de varios ciclos orogénicos distintos desde el Neoproterozoico, entendidos éstos como eventos que a partir de procesos extensionales, formación y destrucción de corteza oceánica, y deformación posterior llevan a la formación de cadenas montañosas (Dewey y Bird, 1970).

La historia geológica de las Sierras de Córdoba se inicia en el Precámbrico Superior, con el desarrollo de una cuenca sedimentaria de margen pasivo, en un ambiente turbidítico transicional hacia aguas marinas someras, que sería la continuación Sur del ambiente de depositación de la Fm. Puncoviscana. Esta cuenca estuvo integrada esencialmente por sedimentos pelíticos con facies localmente importantes de carácter psamítico, margoso o calcáreo, instalados en el margen gondwánico luego de la dispersión del supercontinente Rodinia, cuyos planos de estratificación definen la superficie de estratificación SO. La fuente del material detrítico tendría una proveniencia de características cratónicas y afinidades gondwánicas. Estas secuencias sedimentarias fueron intruidas por un vulcanismo máfico predominantemente tholeítico previo a los eventos metamórficos (Gordillo y Lencinas, 1979; Martino 2003; Mutti *et al.*, 2005; Sims *et al.*, 1998, Rapela *et al.*, 1998).

Esta etapa de sedimentación se vio interrumpida hacia fines del Precámbrico por el inicio de eventos compresivos que dieron origen al ciclo orogénico Pampeano (550-505 Ma), el cual involucró la generación de un margen activo dominado por una zona de subducción hacia el oriente (Mutti *et al.*, 2005). El inicio y desarrollo de este ciclo orogénico ha sido explicado por varios autores a través de modelos colisionales (Ramos, 1988; Rapela *et al.*, 1998) que involucran la acreción del terreno alóctono o para-alóctono de Pampia al margen occidental de Gondwana, y a través de modelos no colisionales (Simpson *et al.*, 2003; Schwartz *et al.*, 2008) que recurren a un efecto de rollback en la subducción, a una delaminación de la litósfera subductada o a la subducción de una dorsal centro-oceánica activa. Este último modelo es el más adecuado para explicar el escenario tectónico del Neoproterozoico-Paleozoico Inferior a lo largo del orógeno de Terra Australis en el margen de Gondwana (Schwartz *et al.*, 2008). De esta manera se desarrolló un arco magmático,

caracterizado por la presencia de un potente prisma de acreción intruido por granitos calco-alcalinos y metaluminosos (G1) tipo I y S con afinidades de arco, y lavas dacíticas y riolíticas. Posteriormente y hacia el final de este ciclo se produjeron dos eventos de deformación regional (D1 y D2) que generaron dos eventos metamórficos de intensidad creciente (M1 en facies de anfibolita y M2 en facies de granulita) que retrabajaron las rocas preexistentes generando gneises en primera instancia y migmatitas anatéticas después, formando los planos de foliación S1 y S2 respectivamente, los cuales se sobreimprimen a la estratificación sedimentaria original. (Mutti *et al.*, 2005; Otamendi *et al.*, 2004; Schwartz *et al.*, 2008).

El ciclo orogénico Famatiniano y la actividad magmática del arco asociado habrían iniciado a los 495 Ma por la restauración de la subducción debajo del basamento cristalino metamorfizado durante el Cámbrico (Ramos *et al.*, 2010). Durante todo este ciclo se sucedieron intrusiones graníticas de dimensiones batolíticas y de algunos cuerpos trondhjemíticos gábricos, metabasitas y ultrabasitas, que fueron definidos según su distribución temporal como pre, sin y post orogénicos. La eventual colisión de una microplaca alóctona definida como Terreno Precordillera (D3), generó varios pulsos metamórficos de tipo dinámico (M3) en facies de anfibolita, dentro de un nivel dúctil de la corteza pampeana, originando una serie de fajas de cizalla de orientación meridiana a submeridiana, de cientos de kilómetros de longitud y un ancho importante. Este episodio cataclástico produjo un retrabajo mineralógico y textural de las rocas preexistentes, conformando asociaciones de milonitas y filonitas con una estructura planar penetrativa S3. Estas zonas de cizalla con fábricas dúctiles y dúctil-frágiles y cinemática variable (principalmente fallas inversas hacia el Oeste y en menor medida desgarres dextrales) parecen haber funcionado repetidamente, con principal actividad durante el Silúrico y el Devónico Medio-Superior. La posterior descompresión con enfriamiento produjo el metamorfismo retrógrado de grado medio (M4) y la exhumación de niveles profundos del eje del orógeno. La evolución metamórfica prosiguió con un descenso de temperatura hasta alcanzar un grado bajo de metamorfismo (M5), bajo condiciones hidratantes y estáticas (Gordillo y Lencinas, 1979; Rapela *et al.*, 2001; Martino, 2003; Otamendi, 2004; Mutti *et al.*, 2005; Cristofolini, 2012).

Hasta el Cretácico no se registraron eventos tectónicos importantes ya que la región mantuvo una expresión positiva (Gordillo y Lencinas, 1979) generando un importante ciclo de

erosión. La tectónica distensiva del Mesozoico estuvo relacionada a la apertura del Atlántico Sur y generó procesos de rifting (ciclo Patagonídico), provocando la conformación de cuencas continentales (muchas de ellas con morfologías de hemigraben) de orientación meridiana, donde se depositaron secuencias clásticas continentales y marinas intercaladas con vulcanitas traquibasálticas (Sánchez, 1990; Ramos, 1999b; Limarino y Spalleti, 2006).

Los eventos diastróficos de la orogenia Andina (fases Peruana, Incaica y Quechua) reinstalaron un ambiente compresivo, producto de la subducción horizontal de la placa de Nazca debajo del margen occidental de Sudamérica. De esta manera se produjo la reactivación de antiguas fallas normales y de fajas miloníticas, y la generación de nuevas fallas que concedieron a las sierras su configuración actual (Gordillo y Lencinas, 1979; Ramos, 1999b).

A partir del Cuaternario se han registrado evidencias de neotectonismo que generan dislocaciones en el relieve y se manifiestan en cabalgamientos de bloques de basamento sobre materiales Cenozoicos (Cuaternarios), fallamiento de secuencias de abanicos aluviales pleistocenos, alteraciones de la red de drenaje, acentuación de los procesos erosivos y eventos sísmicos de variada intensidad (Sagripanti *et al.*, 1998; Costa *et al.*, 1999; entre otros).

La historia geológica de la Llanura Chaco-Pampeana es compleja y está formada por diferentes procesos de subsidencia. Se inicia con un fuerte evento extensional que dio origen al hemigraben Cambro-Ordovícico de Las Breñas, sobre el que se asientan en discordancia las secuencias Siluro-Devónicas. Estas secuencias corresponden a la cuenca de antepaís originada por la deformación Oclóyica durante el Ordovícico Medio a Superior. La cuenca presentó una conspicua sedimentación neopaleozoica controlada por subsidencia térmica de origen extensional, hasta que un evento compresivo en el Paleozoico Superior-Mesozoico Inferior produce el fallamiento y plegamiento de estas secuencias. Una nueva secuencia extensional se produce en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior asociada a la apertura del Océano Atlántico Sur, generando cuencas de rift que compartimentalizaron este depocentro en una serie de cuencas menores de estilo tectónico similar, que se colmataron con sedimentos y vulcanitas básicas Cretácicas y Terciarias. La tectónica Andina del Mioceno reinstala un régimen compresivo provocando la inversión de fallas normales lístricas, incrementándose estas reactivaciones hacia el Oeste. Este evento estuvo representado en la Llanura Chaco-Pampeana

por la inversión de la estructura occidental de la cuenca de General Levalle (Russo *et al.*, 1979; Chebli *et al.*, 1999; Ramos 1999a).

El relleno sedimentario de esta cuenca culmina con sedimentos cenozoicos, correspondientes a depósitos distales de cuencas de antepaís, controlados por sistemas fluviales y aluviales efímeros, y cubiertos por sedimentos eólicos. Estos depósitos han estado fuertemente condicionados por diversos cambios climáticos, los cuales han sido bien descritos por Carignano (1999) para el período Cuaternario. Este autor ha definido una serie alternante de ciclos glaciares e interglaciares con las siguientes características:

Ciclos glaciares: se trata de cuatro ciclos (desde la penúltima glaciación hasta los 50.000 A.P., el Último Máximo Glaciar desde los 30.000 A.P. hasta los 9.000 A.P., de los 3.000 A.P. a los 1.000 A.P., y la "Pequeña edad de hielo" desde el siglo XIV al XIX de la Edad Moderna) desarrollados durante un clima semiárido a árido, frío, de vientos fuertes y con altos niveles de evapotranspiración. Están caracterizados por la acumulación de limos y arenas eólicas y depósitos fluviales, representados en campos de dunas longitudinales y parabólicas, "mares de arena", mantos loéssicos y abanicos aluviales con ápices cercanos y alejados del piedemonte. El descenso del nivel freático generó la reducción y desaparición de varios cuerpos de agua de diversas extensiones, los cuales fueron reemplazados por playas, salinas y humedales. Son comunes los procesos de erosión hídrica en los interfluvios y deflación de suelos.

Ciclos interglaciares: Son cuatro ciclos (de los 50.000 A.P. a los 30.000 A.P., el Óptimo Climático del Holoceno de los 9.000 A.P. a los 3.000 A.P., el Óptimo climático medieval de los 1.000 A.P hasta la Pequeña edad de hielo, y desde la Pequeña edad de hielo hasta la actualidad) desarrollados en un clima subhúmedo a húmedo y en ocasiones tropical-subtropical, con temperaturas templadas a cálidas y abundantes lluvias. Están caracterizados por importantes eventos pedogenéticos, disección de las formas eólicas y expansión de las redes de drenaje. La elevación del nivel freático produjo la expansión de los cuerpos de agua superficiales existentes y la aparición de otros en las zonas deprimidas tales como hoyas de deflación.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA LOCAL

III.1. Análisis morfotectónico

El patrón estructural de la zona de estudio, definido por Degiovanni y Cantú (1997), está conformado por una serie de bloques tectónicos basculados y diferencialmente ascendidos, limitados por fallas de alto ángulo, que condicionan los procesos actuantes y las formas resultantes del paisaje actual. Esta distribución tectónica es evidenciada por los mismos autores a través de dos secciones geológicas, de orientación N-S y OSO-ENE, que atraviesan respectivamente los sectores central y austral del área estudiada (Fig. III.1.). Estos autores, agruparon las evidencias estructurales presentes en el valle intermontano de La Cruz-Gigena en cuatro sistemas estructurales principales: N-S a 10° N, 20°-40° N, 330° N y 90° N. La presencia de eventos sísmicos de considerable magnitud en localidades cercanas a la zona de estudio (Sagripanti *et al.*, 2009) serían un indicador de actividad neotectónica en el sector, la cual puede tornarse un importante factor modificador del paisaje, al producir la reactivación de diversos procesos geológicos.

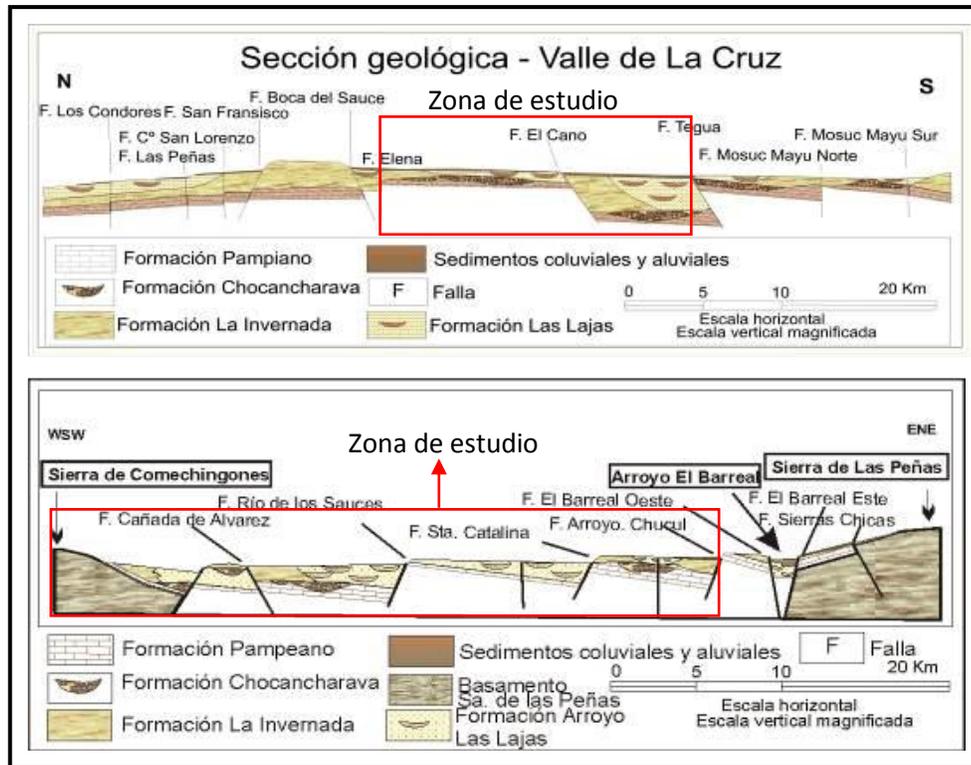


Figura III.1.: Secciones geológicas del valle de La Cruz-Gigena. Tomado de Degiovanni y Cantú (1997).

Para lograr una caracterización morfotectónica de la cuenca de estudio, se llevó a cabo un análisis topográfico del terreno. Este tipo de análisis es una herramienta básica en el estudio de las formas del relieve que permite, junto con el estudio de la red natural de drenaje, inferir estructuras y lineamientos geológicos que ayudan en la interpretación de los procesos que actuaron en una zona. La metodología utilizada fue la propuesta por Orbera Hernández y Fernández (1977), basada en el análisis de la cartografía topográfica y la obtención de mapas de morfoisohipsas (hypsométricos) y de red de drenaje natural (Fig. III.2.). La cartografía base utilizada para tal fin estuvo compuesta por cartas topográficas realizadas en la zona de estudio por el Instituto Geográfico Militar -IGM- (hoy denominado Instituto Geográfico Nacional).

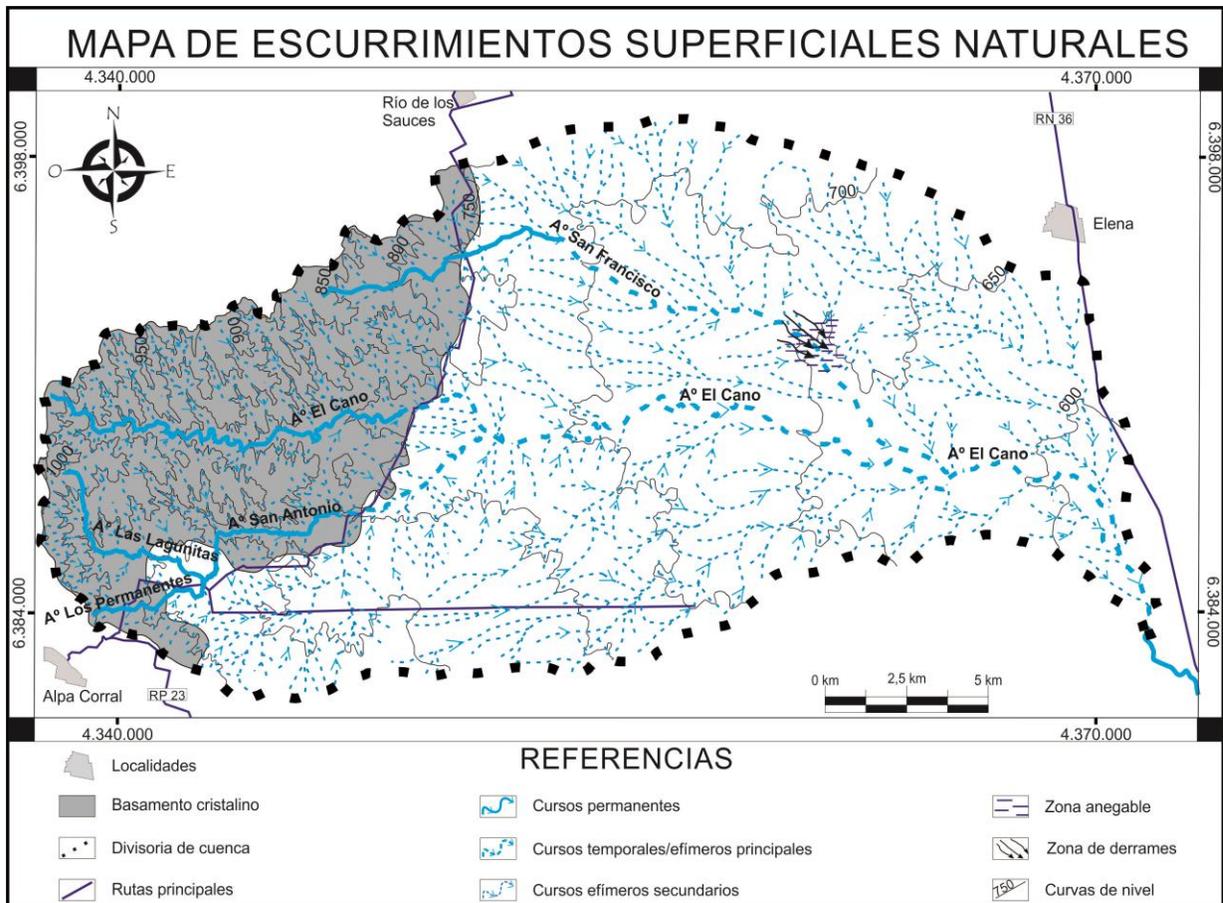


Figura III.2.: Mapa de escurrimientos superficiales naturales.

La construcción del mapa hipsométrico se realizó agrupando curvas de nivel en intervalos constantes, distinguiéndolos entre sí mediante la aplicación de diferentes colores o rastras. Para la cuenca del arroyo El Cano, se construyeron intervalos con una equidistancia de 50 m (Fig. III.3.), considerado lo más adecuado para mostrar variaciones a la escala de trabajo (1:50.000). A partir de los mapas resultantes es posible observar de manera sencilla la complejidad del relieve presente en la zona. Se pudo distinguir la presencia de lomas y bajos de diferente envergadura, de cambios bruscos en las pendientes (predominantes en el sector serrano, en cuenca alta), de profundizaciones (erosión vertical) por parte de los escurrimientos permanentes y efímeros de mayor importancia. Todos estos aspectos facilitaron el trazado de algunas estructuras geológicas a través de la identificación del control que éstas ejercen sobre el relieve local. De este modo, las lomas y bajos más importantes delimitados por estructuras, fueron interpretados como bloques tectónicos elevados o hundidos respectivamente.

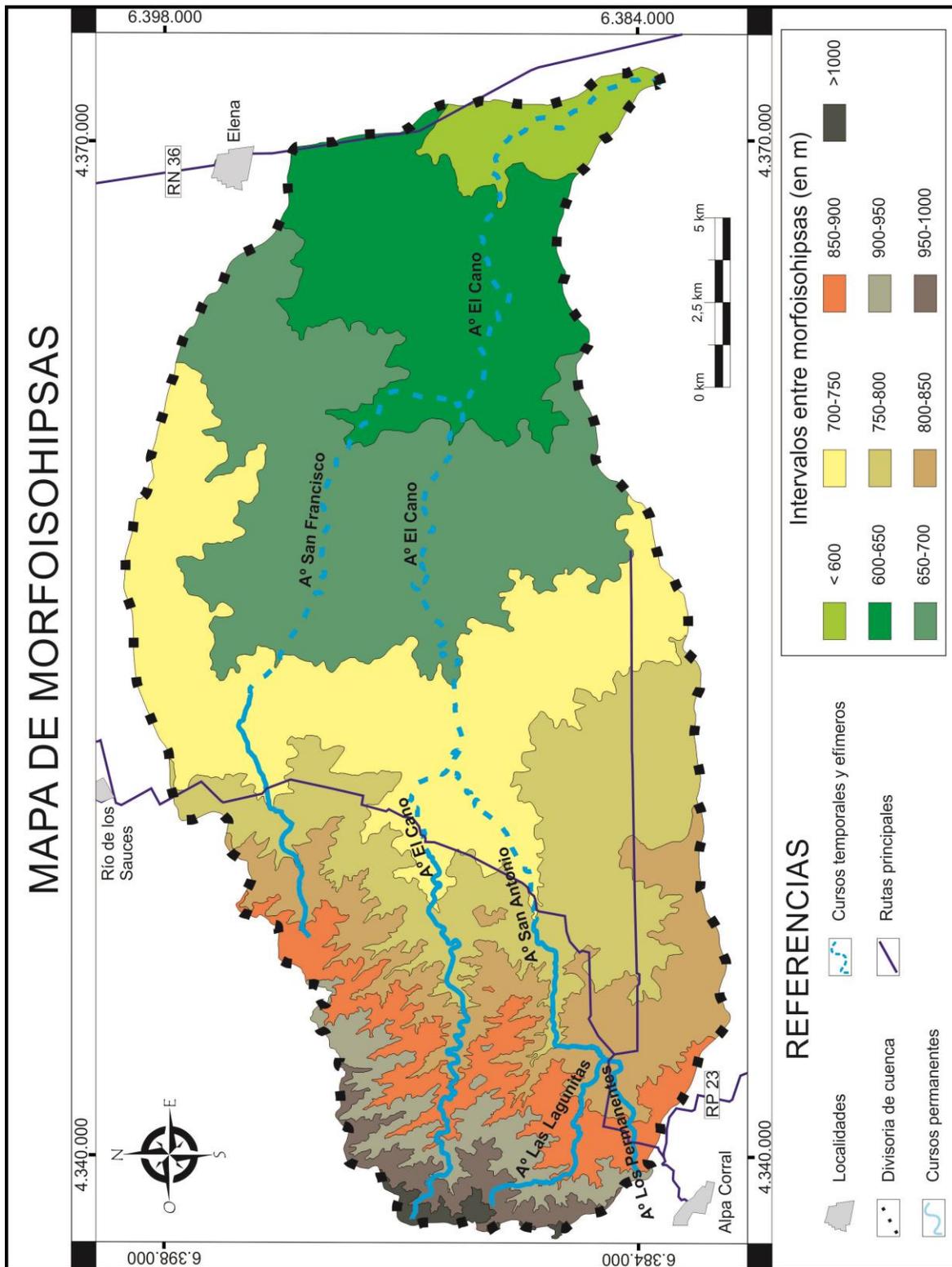


Figura III.3.: Mapa de Morfoisohipsas.

Las estructuras tectónicas identificadas de esta manera en la zona de estudio (Fig.III.4.) pueden enmarcarse dentro de las familias estructurales previamente mencionadas, presentando morfologías distintivas según se ubiquen en la zona serrana, periserrana o de llanura. La mayoría de ellas coincide con las trazadas previamente en el sector por Degiovanni y Cantú (1997) y Magnante (2011).

Sistema Norte-Sur a 10° N: Localmente puede presentar variaciones en su dirección, exhibiendo rumbos de hasta 350° N. Es el juego estructural más significativo en la zona, siendo el responsable de los principales ascensos y descensos de bloques tectónicos. Imprime un fuerte control estructural en la conformación de las distintas unidades geomorfológicas (ver mapa geomorfológico -Fig. IV.1-) y en el desarrollo de varios tramos de los sistemas fluviales (Fig. III.4.). Dentro de esta familia estructural pueden reconocerse fallas y fracturas de distinta longitud y magnitud, estando aquellas de extensión regional localizadas fundamentalmente sobre el sector de llanura. Algunas de las fallas más importantes pertenecientes a este grupo fueron descritas por Degiovanni y Cantú (1997), siendo, de Oeste a Este, las fallas de Cañada de Álvarez, Río de los Sauces, Santa Catalina y del Arroyo Chucul; las cuales se caracterizan por poseer un carácter regional, excediendo los límites del área de estudio.

Falla Cañada de Álvarez: Su traza se ubica en el sector centro-occidental de la cuenca. Posee un control de primer orden en el levantamiento de las Sierras de Comechingones en este sector, condicionando hacia el oriente la acumulación de los sedimentos aluviales y coluviales que de ella descienden. Posee un impacto notorio sobre los escurrimientos superficiales, provocando un cambio brusco en el sentido de escurrimiento del arroyo San Francisco (de una dirección NE a una SE) e induciendo la confluencia de los arroyos El Cano y San Antonio. Hacia el Sur su presencia se hace notoria en el levantamiento tectónico de un sector de llanura cercano a las serranías (ver mapa geomorfológico -Fig. IV.1.-).

Falla Río de los Sauces: Ubicada en el sector central de la cuenca. Posee menos evidencias en el terreno que la falla anterior. Se distingue por su control sobre la red de drenaje, generando inflexiones de poca magnitud sobre la traza de los arroyos El Cano y San Francisco, y tornando paralelos varios de los bajos topográficos que aportan sus aguas al Arroyo San Francisco durante eventos tempestivos.

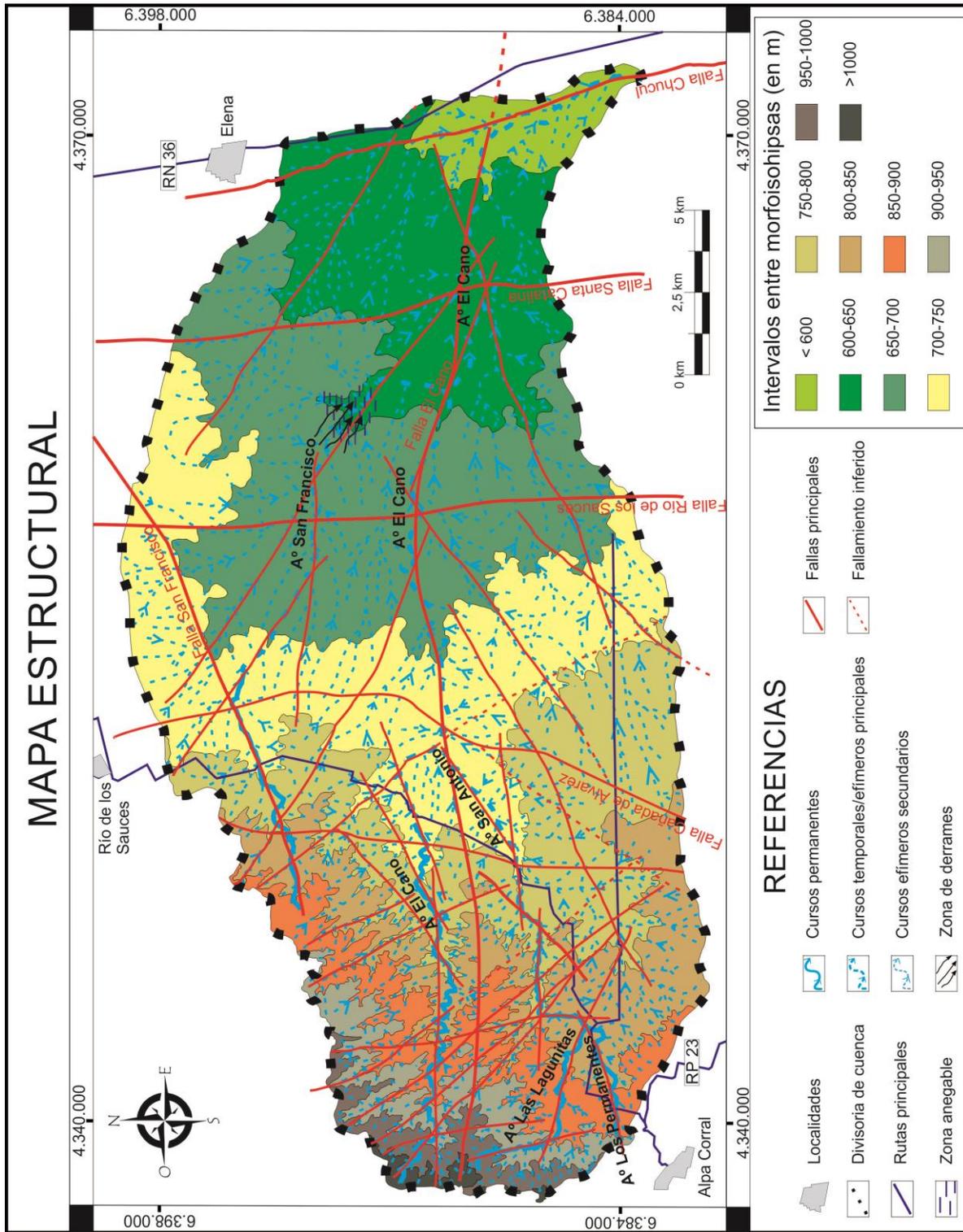


Figura III.4.: Mapa estructural.

Falla Santa Catalina: Se presenta en el sector oriental de la cuenca. Originalmente controlaba la desembocadura del arroyo San Francisco en el arroyo El Cano (Fig. III.4.), hasta que el primero de ellos fue canalizado por propietarios de asentamientos rurales para impedir eventuales conflictos en el desarrollo de su actividad agrícola-ganadera (ver mapa de escurrimientos superficiales actuales -Fig. VI.1.-).

Falla Arroyo Chucul: Ubicada en el extremo oriental de la cuenca en estudio. Su traza controla el tramo final del arroyo El Cano, así como también la dirección de algunos bajos topográficos que conducen agua al arroyo durante las tormentas.

Sistema 90° N: Es el segundo en orden de importancia. Está mayormente representado en la zona serrana, aunque también puede reconocerse en el sector de llanura controlando varios de los cursos fluviales principales y secundarios. La falla más importante de este sistema es la de El Cano, la cual se ubica en el sector central de la cuenca y tiene carácter regional, excediendo los límites del área estudiada, atravesándola en toda su longitud. De esta manera, se extiende desde las Sierras de Comechingones y, tal como indican Degiovanni y Cantú (1997), alcanza las Sierras de las Peñas al oriente del área. Esta falla controla buena parte del desarrollo del arroyo El Cano en la cuenca media y fragmenta en bloques menores aquellos definidos por los sistemas estructurales meridionales.

Sistema 20°-40° N: Este sistema está bien representado en la cuenca, teniendo más presencia en la zona de llanura que en la zona serrana. Las fracturas con esta orientación controlan fuertemente algunos tramos de los arroyos San Antonio y San Francisco en la zona serrana, y a numerosos bajos topográficos del sector Sur de la llanura que ocasionalmente conducen agua hacia el arroyo El Cano. La falla más representativa de este sistema es la de San Francisco, la cual posee un fuerte control estructural sobre el río homónimo.

Sistema 330° N: Esta familia de estructuras está muy bien representada en toda la cuenca. En el sector serrano es el sistema más frecuente, controlando la dirección de escurrimiento de gran parte de los escurrimientos efímeros que son conducidos por los valles durante eventos de precipitaciones y que aportan agua a los arroyos El Cano, San Antonio, San Francisco, Los Permanentes y Las Lagunitas. En el sector de llanura estas estructuras son

menos abundantes y controlan parte de los bajos topográficos, ocasionales conductores de agua en eventos lluviosos, ubicados al Norte del arroyo El Cano.

III.2. Estratigrafía

La estratigrafía aflorante en la zona de estudio se inicia con rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico Superior-Paleozoico Inferior presentes en las Sierras de Comechingones, y se continúa con secuencias sedimentarias netamente continentales de edad cuaternaria en el sector de la Llanura Chaco-Pampeana.

El relevamiento de afloramientos rocosos y de perfiles sedimentarios, y su posterior correlación con unidades estratigráficas formales, permite construir columnas estratigráficas que, junto con los datos estructurales, mejoran la comprensión de la historia evolutiva de la cuenca estudiada. El estudio de datos de perforaciones para la captación de agua y de sondeos eléctricos verticales realizados previamente en la zona (provistos por el Lic. Juan Felizzia), complementa este análisis y brinda mayor precisión a las inferencias realizadas.

III.2.1. Sierra de Comechingones

Las rocas que integran esta provincia geológica conforman el basamento cristalino del terreno y son el registro estratigráfico más antiguo que se evidencia en la cuenca estudiada. Afloran principalmente en el sector serrano y, de manera subordinada, en forma de pequeños cuerpos elongados en la faja pedemontana.

El Complejo de Calamuchita ha sido identificado en el sector occidental de la cuenca. Está compuesto por una serie de rocas de colores grisáceos, cuyos planos de foliación poseen un alto ángulo de buzamiento (40°-70°) hacia el Noreste, correspondiéndose en gran medida con las descritas por Fagiano *et al.* (2004) y por Valencia (2008). Las rocas más abundantes de este complejo son gneises biotíticos de grano medio a grueso con abundante biotita, cuarzo y plagioclasa, cantidades variables de minerales de la serie del granate (Fig. III.5.) y menores proporciones de feldespatos potásico y muscovita; Las bandas leucocráticas en ocasiones aparecen plegadas o aboudinadas. Variedades de gneises con abundante epidoto han sido

identificadas en asociación con bancos de mármoles y anfibolitas, siendo clasificadas como gneises calcosilicatados. Las migmatitas y estromatitas son el segundo grupo litológico en orden de abundancia, aflorando como cuerpos pardo grisáceos a blanquecinos, de grano fino a medio (Fig. III.6.). Los cristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa son de grano grueso e integran bandas de colores claros que conforman el leucosoma de los cuerpos migmatíticos. En ocasiones, el bandeamiento de estas rocas suele aparecer plegado, aboudinado o con indicios de milonitización. De manera subordinada, fueron identificados cuerpos rocosos menores de anfibolitas y mármoles de grano medio, los cuales suelen aparecer asociados en el campo como cuerpos tabulares de potencia variable y longitud limitada. Las anfibolitas están compuestas predominantemente por minerales del grupo de los anfíboles, con epidoto, plagioclasa y cuarzo en menor proporción. La composición mineralógica de los mármoles está compuesta en gran proporción por calcita, con epidoto como mineral accesorio.

En varios afloramientos las rocas previamente descritas muestran evidencias de deformación dinámica, desarrollando una recristalización de los minerales existentes, la generación de nuevas paragénesis minerales y la presencia de porfidoclastos de cuarzo y feldespato potásico, produciendo proto-milonitas que obliteran las fábricas de las rocas preexistentes. Estas rocas se corresponden con la zona de contacto entre el Complejo de Calamuchita y la Faja de Cizalla de Guacha Corral; quedando comprendidas en lo que Fagiano *et al.* (2005) definieron como Zona de Transición. El grado de deformación dinámica se incrementa paulatinamente hacia el sector occidental de la cuenca, alcanzando su punto máximo en el extremo occidental de la misma, donde afloran filonitas y rocas de la serie milonítica correspondientes a la Faja de Cizalla propiamente dicha.

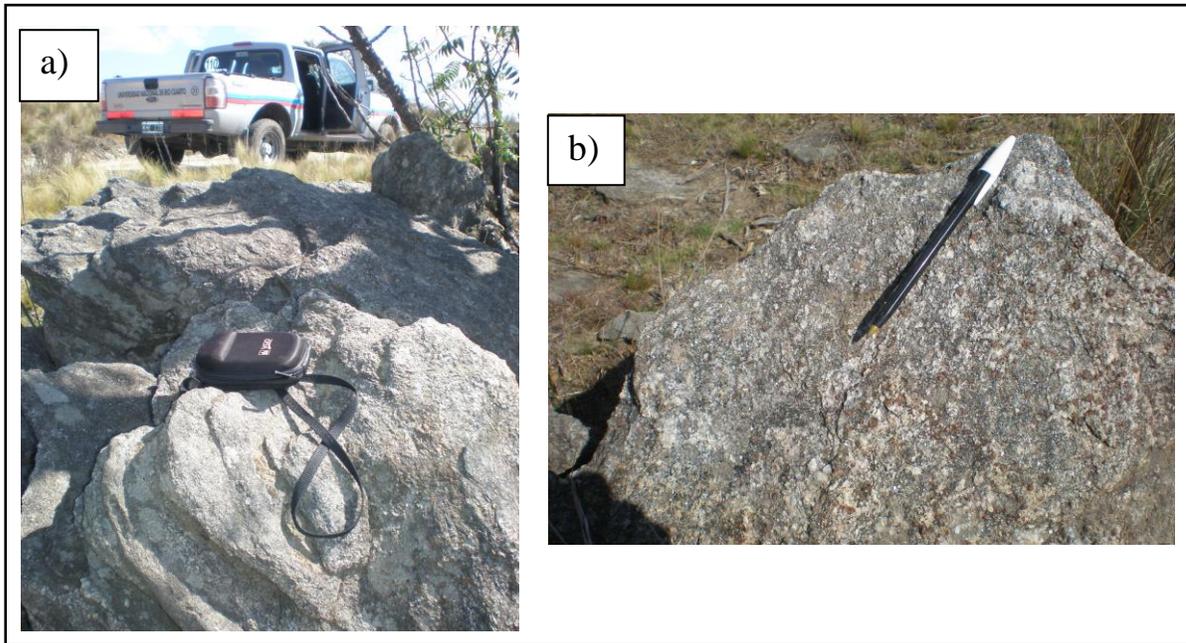


Figura III.5.: Afloramiento (a) y detalle (b) de gneises biotíticos con granate, en el extremo occidental de la cuenca del arroyo El Cano.

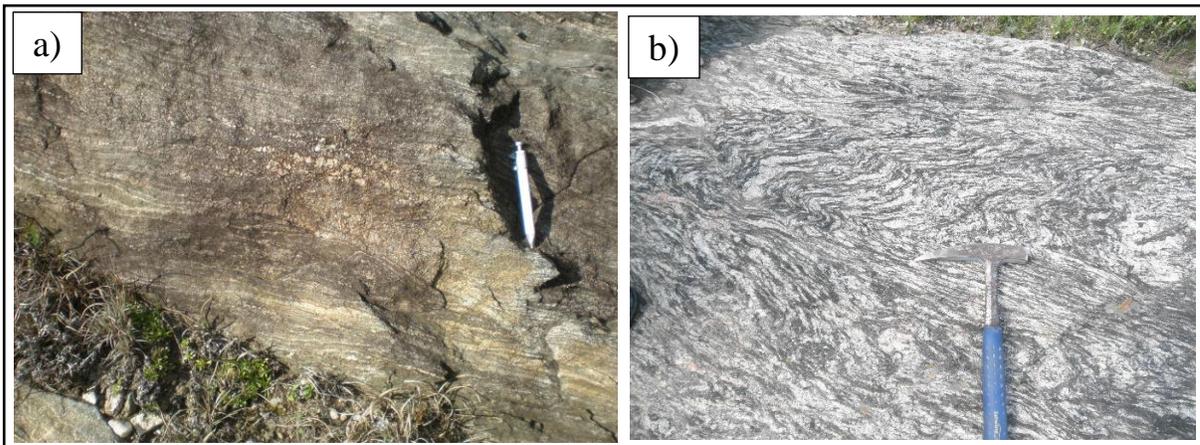


Figura III.6.: Migmatitas del Complejo de Calamuchita en el sector serrano de la cuenca de El Cano.
a) Aflorando en el extremo Noroccidental de la cuenca. b) Aflorando en el sector centro-occidental de la cuenca.

También han sido señaladas en la zona de estudio, la existencia de diatexitas, rocas calcosilicáticas, jasperioides y gabros, entre otros (Fagiano *et al.*, 2005; Valencia, 2008) (Fig. III.7.).

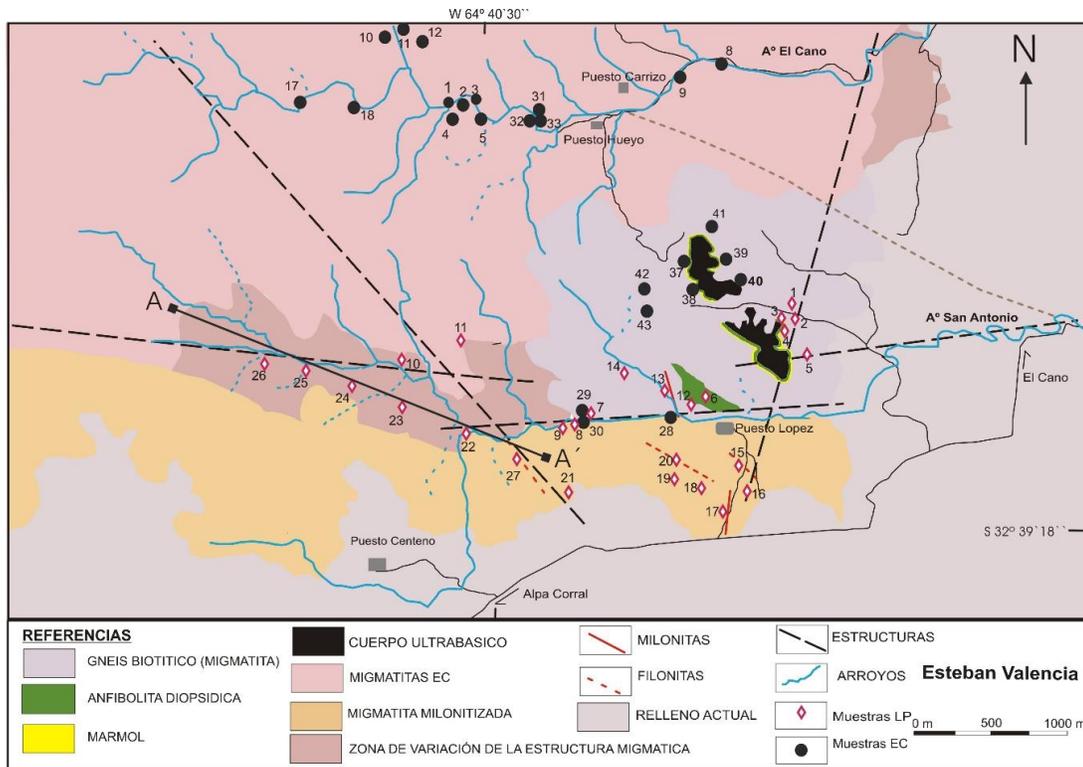


Figura III.7.: Mapa geológico del sector SO de la cuenca de estudio. Tomado de Valencia (2008).

III.2.2. Llanura Chaco-Pampeana

Las secuencias aflorantes son de edad cuaternaria, aunque en general se corresponden con los sedimentos más nuevos de este período, por lo que las características de aquellos más antiguos alojados en el subsuelo, pueden inferirse sólo a través de sondeos eléctricos verticales y perforaciones profundas. Los mejores afloramientos se presentan generalmente en barrancas expuestas en las márgenes de arroyos, en secciones exhibidas a los lados de caminos rurales profundizados y en grandes cárcavas producto de la erosión hídrica de carácter retrocedente.

Para una caracterización estratigráfica de la cuenca en estudio se describieron e interpretaron cinco perfiles sedimentarios, ubicados en barrancas presentes en las márgenes de los arroyos principales (Fig.III.8.). Con el fin de completar la información estratigráfica de subsuelo, se procedió a la descripción e interpretación de los datos de varias perforaciones

para la captación de agua, de seis sondeos eléctricos verticales (SEV) realizados previamente en la zona y de dos perforaciones con datos litológicos completos.

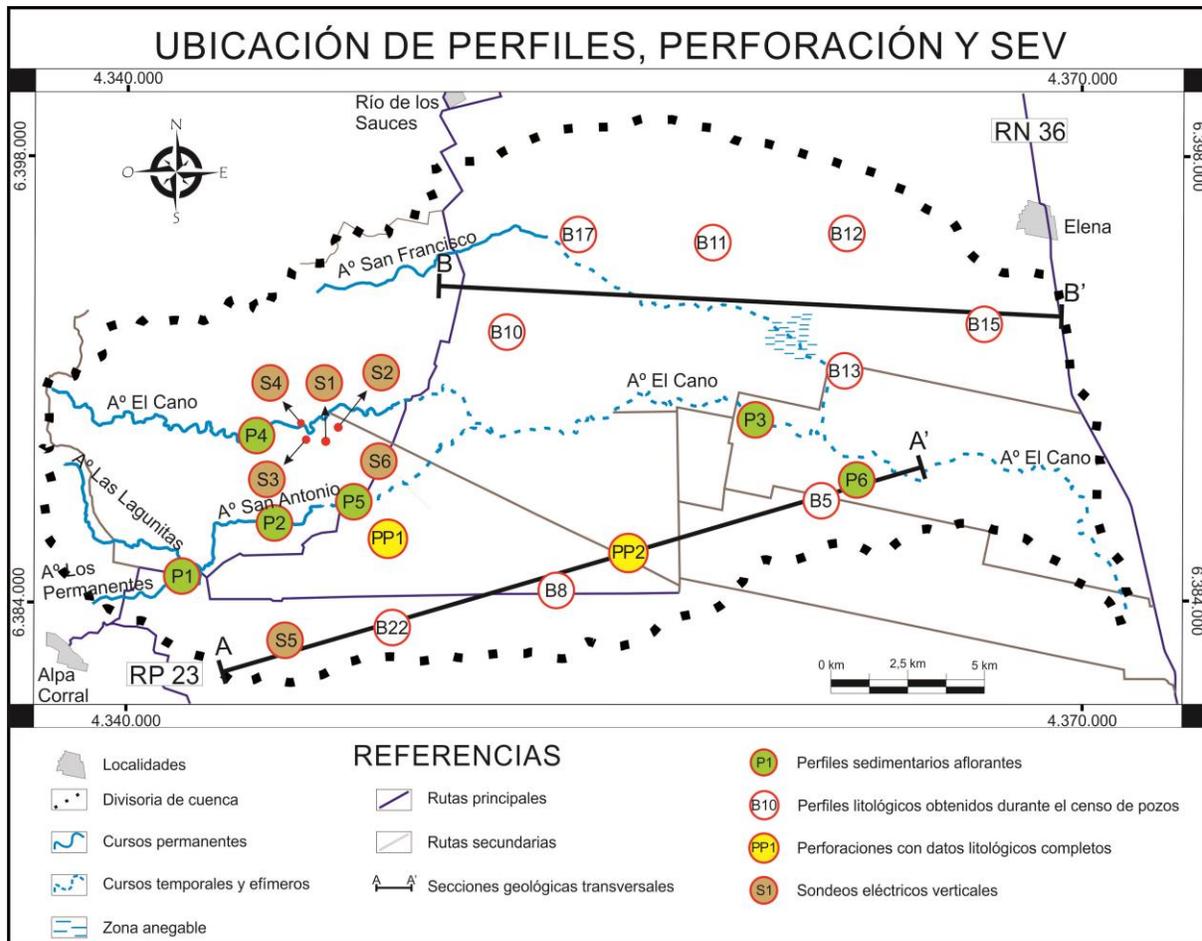


Figura III.8.: Ubicación de perfiles sedimentarios y litológicos, perforaciones con datos litológicos completos y sondeos eléctricos verticales.

III.2.2.1. Descripción e interpretación de perfiles sedimentarios

Perfil Sedimentario P1:

Está ubicado en el extremo Suroccidental de la cuenca, en el ámbito pedemontano, sobre la margen izquierda del arroyo Los Permanentes (Fig. III.8.). La base del perfil está compuesta por las rocas gnéissicas descritas para el basamento cristalino metamórfico de la zona (ver III.2.1. Sierras de Comechingones), sobre las cuales yacen, en contacto erosivo, depósitos

sedimentarios de más de 5 metros de espesor, los cuales son descriptos a continuación (Fig. III.9.).

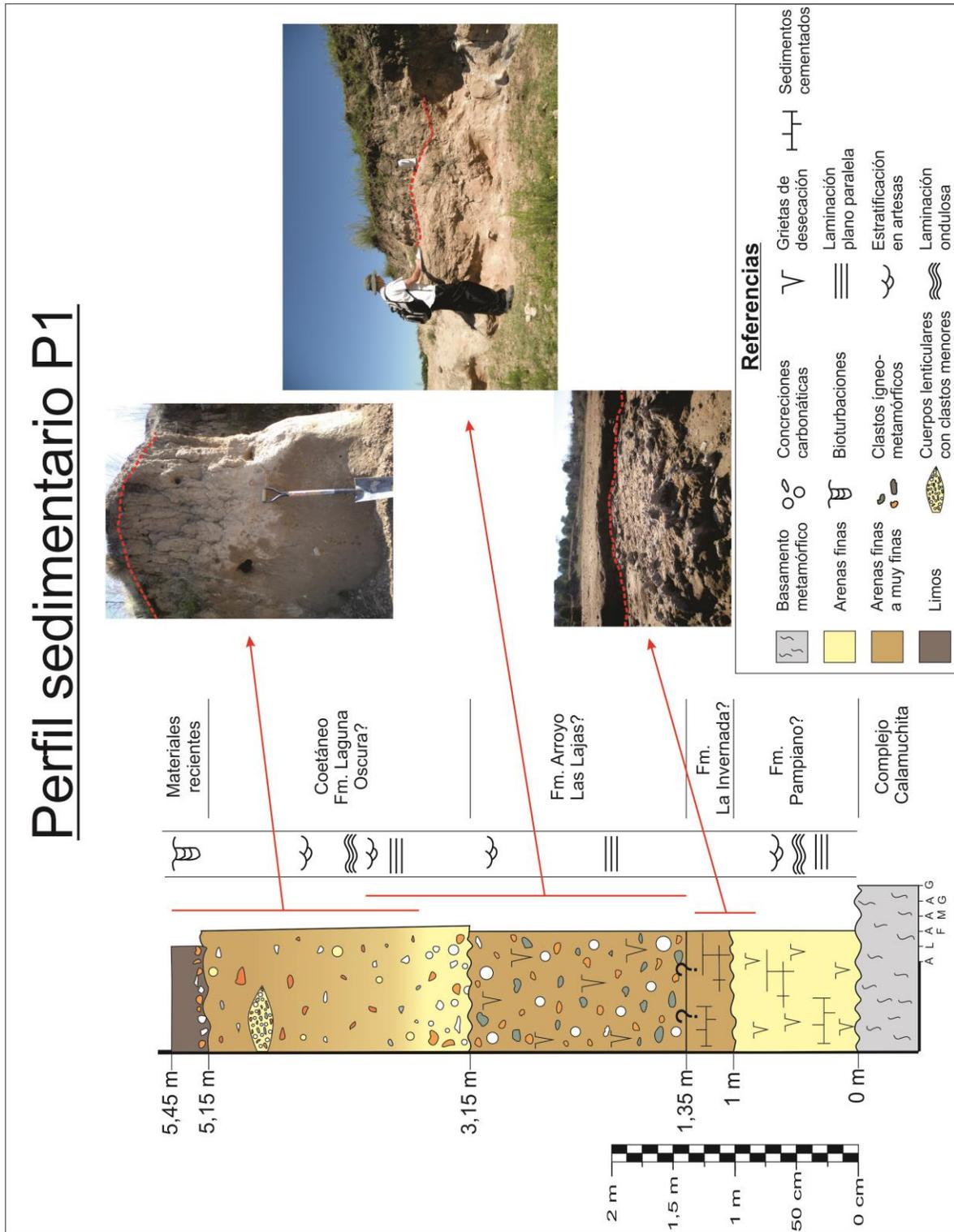


Figura III.9.: Perfil sedimentario P1.

La secuencia se inicia con un cuerpo de 1 metro de espesor, de colores pardo-grisáceos, y compuesto por arenas finas fuertemente cementadas por sílice y carbonato de calcio. Presenta abundantes estructuras internas, incluyendo laminaciones plano paralelas y onduladas, estructuras de carga (Fig. III.10.a.), artesas, estratificación entrecruzada muy fina y profundas grietas de desecación, también rellenas de limos fuertemente cementados, que atraviesan todo el cuerpo. Hacia el techo se evidencia una estructura de “toscas en enrejado”, producto de la erosión diferencial entre los materiales que rellenan las grietas de desecación (más resistentes) y el resto del cuerpo (Fig. III.10.b.).

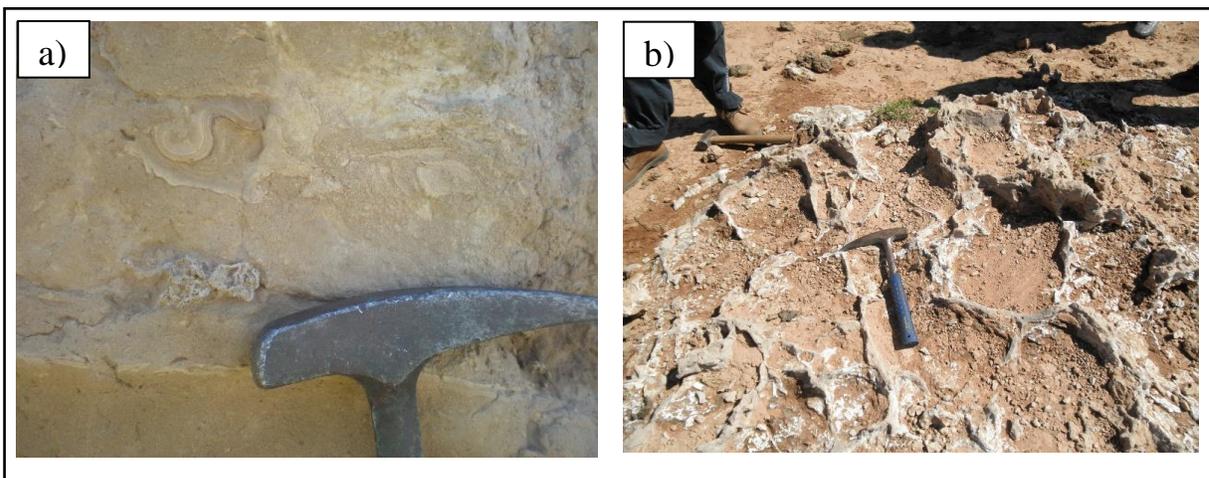


Figura III.10: a) Estructura de carga. b) Toscas en enrejado.

La siguiente unidad sedimentaria posee 35 cm de espesor y sobreyace a la anterior mediante una discordancia erosiva. Está compuesta por arenas finas a muy finas, de color pardo oscuro y fuertemente cementadas, conformando bancos continuos de calcretos. El cuerpo siguiente posee 1,8 metros de espesor, y está compuesto por arenas finas a muy finas de color pardo rosado, con clastos tamaño grava de rocas metamórficas de hasta 5 cm de diámetro y gravilla cuarzo-feldespática dispersa. Es común la presencia de nódulos y concreciones irregulares (“muñequitas de tosca”) de composición carbonática, y de grietas de desecación de hasta 40 cm de longitud rellenas por carbonatos. En su sección inferior se observa una grosera laminación de los materiales, la cual desaparece más arriba y es paulatinamente reemplazada por la presencia de pequeñas artesas.

La capa sedimentaria siguiente posee 2 metros de espesor, es de carácter granodecreciente y está separado del anterior por una discordancia erosiva. Se inicia con un

nivel de arenas finas con clastos de hasta 7 cm de diámetro de rocas metamórficas, con abundante cuarzo y feldespato, y clastos de hasta 4 cm de diámetro compuestos por nódulos redondeados de carbonato. Por encima de este nivel y de manera gradual, comienzan a dominar los materiales más finos, predominando las arenas finas a muy finas con gravilla dispersa y clastos de cuarzo y feldespato de tamaños variables. Pueden observarse niveles de laminación planar a ondulosa, y la presencia de artesas y pequeños canales. Los nódulos carbonáticos se encuentran dispersos y en menor abundancia. En los niveles superiores se observa un cuerpo lenticular compuesto por nódulos de carbonatos redondeados y pequeños clastos cuarzo-feldespáticos en una matriz arenosa fina.

Hacia el techo del perfil aflora un cuerpo pardo oscuro de 30 cm de espesor, con abundante presencia de materia orgánica y arcillas. Su nivel inferior está compuesto por numerosos clastos redondeados a subredondeados de cementaciones carbonáticas y menor cantidad de clastos subangulosos ígneo-metamórficos, de dimensiones inferiores a los 5 cm de diámetro. Hacia arriba, la cantidad de clastos disminuye, dominando los materiales limo-arcillosos, en donde se evidencia una mayor cantidad de materia orgánica y la presencia de bioturbaciones.

El cuerpo rocoso sobre el que se asienta el resto del perfil es interpretado como perteneciente al Complejo Metamórfico de Calamuchita. El primer cuerpo sedimentario se interpreta como producto de un ambiente de llanura de inundación, con canales fluviales de baja energía. Se estima que este ciclo se inició con un clima húmedo que luego se tornó más árido, provocando la contracción de las arcillas y la formación de las grietas de desecación. Por sus características sedimentológicas y relaciones estratigráficas se lo correlaciona con la facie fluvial de la Fm. Pampiano depositada en el Pleistoceno Medio y definida por Cantú (1992). El hallazgo por parte de Magnante (2011) de un resto fósil (familia Dasypodidae, género *Estatus*) correspondiente a la edad mamalífera Lujanense-Ensenadense en el sector de las “toscas en enrejado”, confirmaría esta correlación. Por encima de este cuerpo, se observa una importante discordancia erosiva, sobre la cual no se evidenciaron depósitos típicos de la Fm. Chocancharava, y a partir de la cual adquieren importancia los procesos de remoción en masa compuestos por flujos densos.

En instancias posteriores, el clima se tornó más árido, dando lugar a los procesos eólicos que dieron lugar a la depositación de las arenas finas a muy finas fuertemente cementadas, que sobreyacen a los materiales anteriores. Este cuerpo sería correlacionable con la Fm. La Invernada del Holoceno Inferior a Medio, descripta por Cantú (1992).

Un nuevo cambio climático hacia condiciones más húmedas habría propiciado el desarrollo de un ambiente fluvial en el sector, el cual retrabajó los materiales eólicos previamente sedimentados, depositando arenas finas a muy finas con numerosos clastos y gravilla dispersa. Este ciclo húmedo se habría visto interrumpido por varios intervalos menores de condiciones más áridas que generaron cambios en la energía del agente fluvial y favorecieron el desarrollo de las grietas de desecación. Los materiales depositados durante este lapso, serían correlacionables con las facies fluviales de baja energía de la Fm. Arroyo Las Lajas, asignada al Holoceno Medio por Cantú (1992).

El retorno hacia nuevas condiciones semi-áridas, dio paso a la depositación de materiales arenosos, grava y gravilla por procesos de remoción en masa, surcados en varias ocasiones por cursos fluviales menores, probablemente de carácter efímero. Se asigna una edad Holocena Superior para este depósito, el cual sería coetáneo a la Fm. Laguna Oscura (Cantú, 1992).

Finalmente, los depósitos que coronan el perfil son interpretados como materiales recientes-históricos desarrollados en un ambiente fluvial (nivel inferior) con posterior dominio eólico (nivel superior), y sujetos actualmente a procesos pedogenéticos.

Perfil Sedimentario P2:

Este perfil se ubica en el sector Suroccidental de la cuenca de El Cano, en el ámbito serrano, en la margen derecha del arroyo San Antonio (Fig. III.8.). Se trata de un cuerpo sedimentario de más de 7 metros de espesor, compuesto por varios cuerpos menores que sobreyacen mediante una discordancia erosiva a rocas migmatíticas que conforman el basamento cristalino (Fig. III.11.).

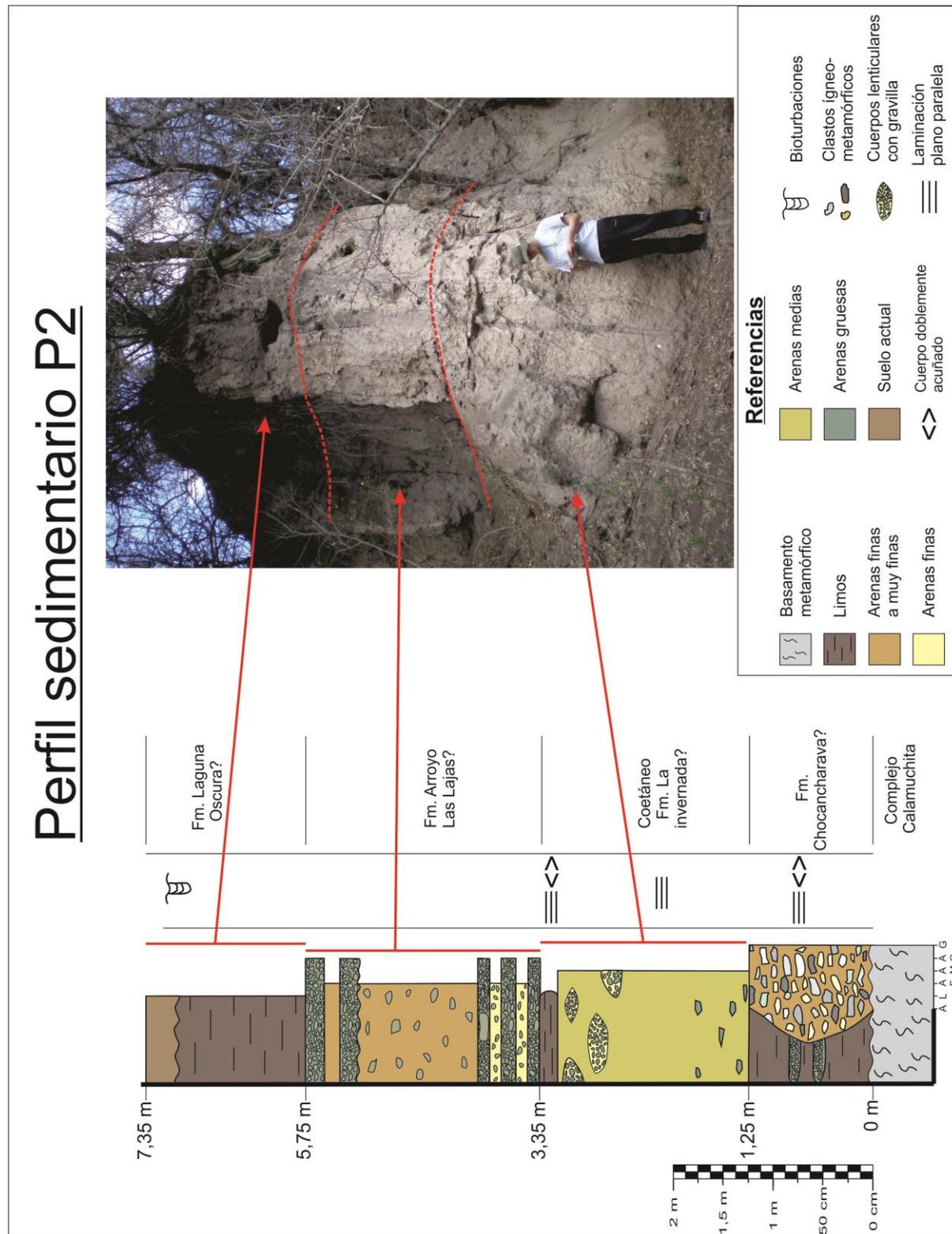


Figura III.11.: Perfil sedimentario P2.

Por encima del basamento se presenta un cuerpo brechoide de 1,25 metros de espesor, matriz sostén a clasto sostén en sectores. Los clastos poseen una distribución caótica; son angulosos, de composición migmatítica a granítica y de dimensiones variables entre 1 y 47 cm de diámetro (Fig. III.12.a.). La matriz está compuesta por arenas finas a muy finas, sin estructuras sedimentarias evidentes. Este cuerpo se acuña lateralmente hacia ambos lados, pasando en transición a un cuerpo arcilloso-limoso, finamente laminado, de colores pardo oscuros y con pequeños nódulos de óxido ferroso. En este depósito pueden observarse intercalaciones menores de lentes de arenas medias a gruesas compuestas por minerales oscuros de filiación metamórfica, que se alternan con los niveles más finos (Fig. III.12.b.).

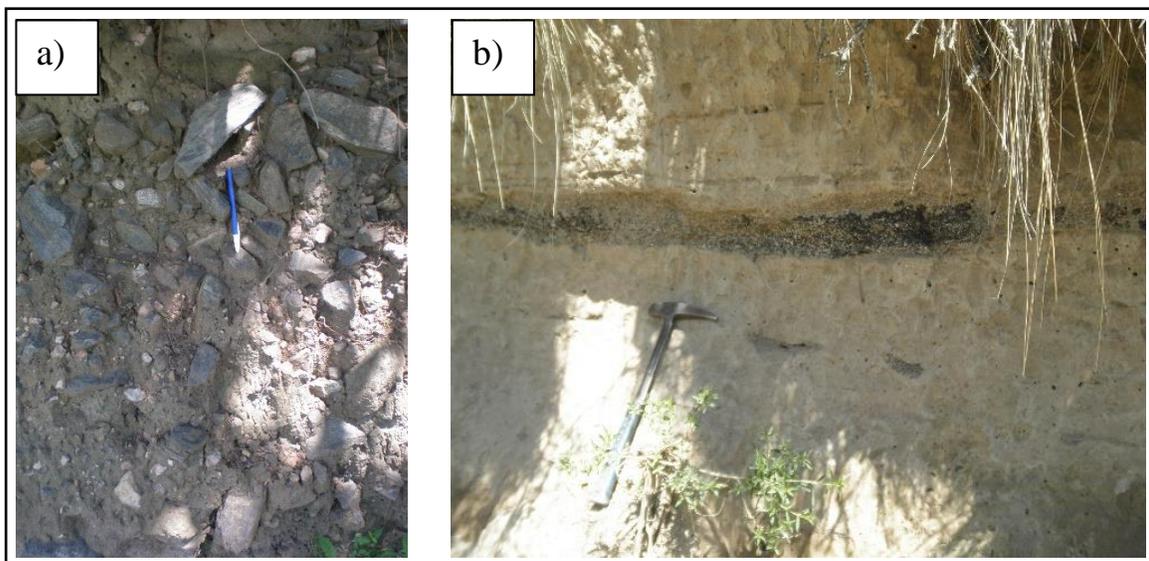


Figura III.12.: Secuencias basales del perfil sedimentario P2. a) brecha polimictica matriz a clasto sostén. b) Cuerpo limo-arcilloso con niveles de arenas medias.

Sobre este cuerpo se deposita otro de 2,1 metros de espesor, compuesto por arenas medias (ver análisis granulométrico en Anexo 1.1.), de coloraciones pardo-rosadas. En su sección inferior presenta gravilla fina dispersa y escasos clastos metamórficos, tamaño gravas, no superiores a los 10 cm de diámetro. Hacia el techo de este cuerpo se hacen frecuentes cuerpos lenticulares de 15 a 30 cm de altura, compuestos por arena muy gruesa a gruesa con buena esfericidad (ver análisis granulométrico en Anexo 1.2.). Esta secuencia culmina con un cuerpo doblemente acuñado compuesto por pelitas y arenas finas (ver análisis granulométrico en Anexo 1.3.) con una marcada laminación plano paralela.

El siguiente cuerpo sedimentario posee 2,4 metros de espesor y yace mediante un contacto neto sobre el cuerpo anterior. Se inicia con una secuencia alternante de 65 cm de espesor, con pulsos de alta energía, representados por arenas gruesas, gravas y bloques excepcionales de hasta 40 cm de diámetro, y pulsos de baja energía compuestos por arenas finas con gravilla dispersa. Hacia arriba los cuerpos de mayor granulometría desaparecen dando lugar a un cuerpo de 1,25 metros, masivo, arenoso fino a muy fino con gravilla dispersa. Culmina la secuencia un nivel de 0,5 metros de espesor, correspondiente a un ciclo de energía alternante compuesto por niveles con gravas arenosas y clastos angulosos de 0,5 a 2 cm de diámetro (ver análisis granulométrico en Anexo 1.4.) de composición metamórfica, y niveles compuestos por arenas finas a muy finas con gravilla.

El siguiente nivel sedimentario es de carácter masivo y posee 1,6 metros de espesor. Se compone principalmente de materiales arenosos muy finos a limosos, sin evidenciarse estructuras sedimentarias internas. Los últimos 30 cm de este cuerpo son de color pardo oscuro y poseen una mayor presencia de arcillas y materia orgánica.

Las rocas migmatíticas que conforman la base del perfil formarían parte del Complejo Metamórfico de Calamuchita. El nivel conglomerádico que conforma el primer cuerpo sedimentario se correspondería con facies de canal de alta energía o depósitos de caída (fanglomerados) desarrollados en un ambiente fluvial; mientras que el nivel de limos laminados con intercalaciones arenosas es interpretado como producto de la sedimentación en un ambiente de llanura de inundación. Ambos niveles pueden ser correlacionados con la Fm. Chocancharava (Cantú, 1992) depositada en un clima húmedo en el Pleistoceno superior. Una posterior aridización climática dio lugar a la sedimentación de materiales correspondientes a facies fluviales de baja energía, depositados en los lechos de los cursos que no llegaron a desactivarse. Los sedimentos pertenecientes a este cuerpo serían coetáneos con los materiales eólicos depositados en los interfluvios que integran la Fm. La Invernada (Cantú, 1992), por lo que se les asigna una edad Holocena inferior a media. La progresión del clima húmedo permitió la depositación de secuencias fluviales de energía variable que integran los cuerpos alternantes de arenas finas y gruesas en el perfil. Estos niveles serían correlacionables con los depósitos correspondientes a la Fm. Arroyo Las Lajas (Cantú, 1992) del Holoceno Medio. Un nuevo ciclo árido provocó una notable disminución de la acción fluvial, dando lugar a la

depositación de sedimentos eólicos masivos. Estos materiales pueden asignarse a la Fm. Laguna Oscura (Cantú, 1992) de edad Holocena Superior. La parte superior de este último cuerpo está sujeta a procesos actuales de edafogénesis.

Perfil sedimentario P3:

Los datos y descripciones que permitieron elaborar el presente perfil sedimentario fueron provistos por docentes del Departamento de Geología de la UNRC (Dra. Mónica Blarasin, Dra. Susana Degiovanni, y Lic. Juan Felizzia) en el marco de sus respectivos proyectos de investigación. Esta sección geológica está ubicada en el sector centro-oriental de la cuenca de El Cano, correspondiente a la zona de cuenca media-baja (Fig. III.8.). El perfil supera los seis metros de potencia y aflora en una barranca expuesta en la margen izquierda del arroyo El Cano.

La secuencia sedimentaria se inicia con un cuerpo de arenas finas de 1,5 metros de espesor. En su sección basal se observan intercalados bancos sedimentarios integrados por arenas gruesas y clastos tamaño grava compuestos por rodados de basamento. Hacia el techo de este cuerpo se observa un nivel de poco espesor de materiales oscuros, de granulometría limo-arcillosa. Por encima del nivel anterior aflora un cuerpo de 2,2 metros de espesor, compuesto por limos con gravillas dispersas que transicionalmente dan paso a un cuerpo masivo de limos de 1,8 metros de espesor. Los 60 cm superiores de este último cuerpo aparecen bioturbados y con mayores contenidos de materia orgánica. El perfil finaliza con la presencia de un cuerpo de 0,75 m de espesor, conformado por arenas finas a muy finas con laminación plano paralela (Fig. III.13).

La situación paleoambiental de este perfil se habría iniciado con un ambiente fluvial desarrollado en clima húmedo. Se trataría de facies de canales fluviales entrelazados y facies tractivo suspensivas de llanura de inundación, correspondiendo los materiales pelíticos a ambientes leníticos de circulación restringida. Este nivel puede ser correlacionado con los materiales que conforman la Fm. Chocancharava (Cantú, 1992) del Pleistoceno Superior. La transición hacia un clima más árido permitió la depositación de materiales eólicos, los cuales

fueron surcados inicialmente por escurrimientos efímeros para luego dar paso a depósitos limosos del tipo palustre. Estos materiales serían correlacionables con la Fm. La Invernada (Cantú, 1992) correspondiente al Holoceno Inferior-Medio. El retorno hacia condiciones climáticas de mayor humedad, permitió el desarrollo de un paleosuelo sobre los sedimentos de la Fm. La Invernada. Este nivel pedogenético podría ser correlacionado con el Geosuelo Las Tapias (Cantú, 1992) del Holoceno Inferior-Medio. Por encima de lo anteriormente descrito y en un clima de mayor aridez, se depositan materiales de facies de llanura de inundación, correspondientes a sistemas fluviales que no fueron totalmente desactivados. Este último cuerpo puede interpretarse como coetáneo a la Fm. Laguna Oscura (Cantú, 1992) desarrollada durante el Holoceno Superior.

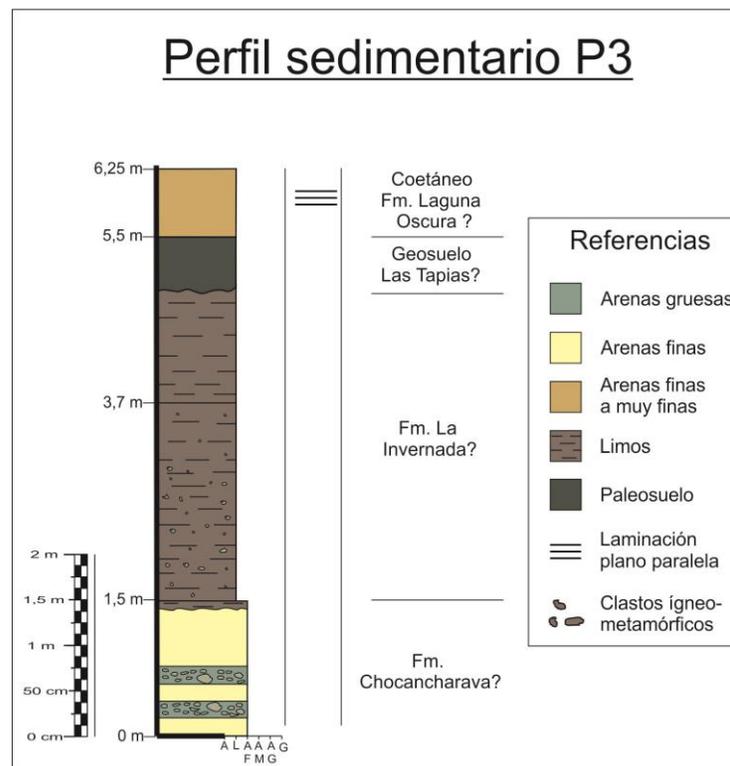


Figura III.13: Perfil sedimentario P3.

Perfil Sedimentario P4:

Los datos y descripciones que permitieron elaborar el presente perfil sedimentario fueron provistos por docentes del Departamento de Geología de la UNRC (Dra. Mónica

Blarasin, Dra. Susana Degiovanni, y Lic. Juan Felizzia) en el marco de sus respectivos proyectos de investigación. El mismo aflora en el sector centro-occidental de la cuenca de estudio, en el ámbito serrano, cerca de la transición con el ámbito pedemontano (Fig. III.8.). Se trata de un paquete sedimentario de más de 4 metros de espesor, que sobreyace a través de una discordancia erosiva al basamento metamórfico compuesto por gneises y esquistos (Fig. III.14).

El primer nivel sedimentario consta de una secuencia areno-gravosa de 0,5 m de espesor, con una matriz arenosa fina, sin estructuras internas salvo indicios de bioturbación y rasgos de cementación. El siguiente cuerpo posee 3 metros de espesor; se compone de arenas finas, con clastos de menor tamaño arreglados en una tendencia granodecreciente. Se encuentra fuertemente cementado y muestra evidencias de erosión en cavernas, generando alveolos de varios centímetros de diámetro. Remata este perfil un paquete sedimentario arenoso muy fino de 1 metro de espesor, el cual posee laminaciones y un gran porcentaje de materia orgánica.

Las rocas metamórficas que componen la base del perfil, son correlacionadas como parte del Complejo Metamórfico de Calamuchita. Los materiales sedimentarios que componen los primeros 3,5 metros del perfil, son interpretados como parte de un conglomerado a fanglomerado polimíctico, probablemente correspondiente a depósitos coluviales o facies de canal de energía decreciente. Estos depósitos habrían sido desarrollados en un ambiente fluvial durante un ciclo climático húmedo que paulatinamente dio lugar a un período de mayor aridez en el cual dominaron los procesos eólicos. Esta unidad podría correlacionarse con la Fm. Arroyo Las Lajas descrita por Cantú (1992) y perteneciente al Holoceno Medio. Los materiales que culminan el perfil son interpretados como depósitos de llanura de inundación (actualmente conformando un nivel de terraza) intercalados con materiales eólicos. Este depósito podría ser identificado como coetáneo a la Fm. Laguna Oscura (Cantú, 1992) de edad Holocena Superior.

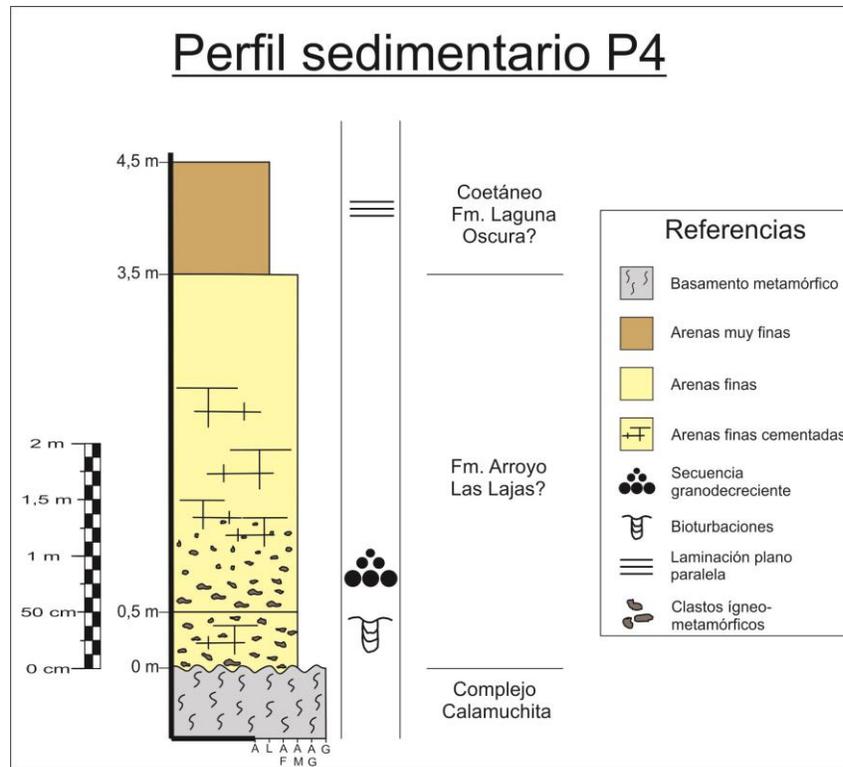


Figura III.14.: Perfil sedimentario P4.

Perfil sedimentario P5:

Se ubica en el sector occidental de la cuenca de El Cano, dentro del ambiente pedemontano, aflorando en la intersección de la Ruta Provincial N° 23 y la margen derecha del arroyo San Antonio (Fig. III.8.). Se trata de una sección de casi 3 metros de altura, donde predominan los materiales de granulometrías medias a gruesas (Fig. III.15).

El primer cuerpo posee 0,5 metros de espesor y se sobrepone a una base cubierta. Está compuesto por un paquete masivo de arenas muy finas a limosas de geometría tabular. Por encima se depositó un cuerpo arenoso de 0,8 m de espesor, compuesto por tres unidades menores. Las dos primeras poseen un arreglo de gravas que pasan verticalmente a arenas finas en una secuencia granodecreciente; las arenas finas que culminan estas secuencias suelen presentar laminación plano paralela. El tercer nivel se inicia con una capa de arenas medias que gradan a gravas en una secuencia granocreciente. El siguiente cuerpo sedimentario posee 0,45 m de espesor y está integrado principalmente por arenas medias y gruesas con estructuras en artesas y estratificación cruzada en sectores. Sobreyace a este cuerpo otro de 0,8 m,

compuesto por cuatro niveles menores, donde cada uno evidencia una gradación granodecreciente desde gravas a arenas medias. En los sectores de menor granulometría se pueden distinguir arenas medias con laminación plano paralela. Culminando esta secuencia se desarrolla un nivel de 0,4 m de espesor conformado por arenas medias y abundante arcilla y materia orgánica.

Los materiales sedimentarios que integran este perfil fueron depositados durante un ciclo fluvial compuesto por pulsos de energía variable. De esta manera, se identifican facies de llanura de inundación en la base del perfil, que son reemplazadas por facies de canal en los niveles superiores del mismo. Estratigráficamente, se trataría de depósitos deleznable de edad reciente, desarrollados en tiempos históricos, durante el ciclo climático húmedo que ha actuado en la región durante los últimos 1500 años. Los sedimentos que integran la parte superior del perfil, se encuentran sujetos a procesos actuales de edafogénesis.

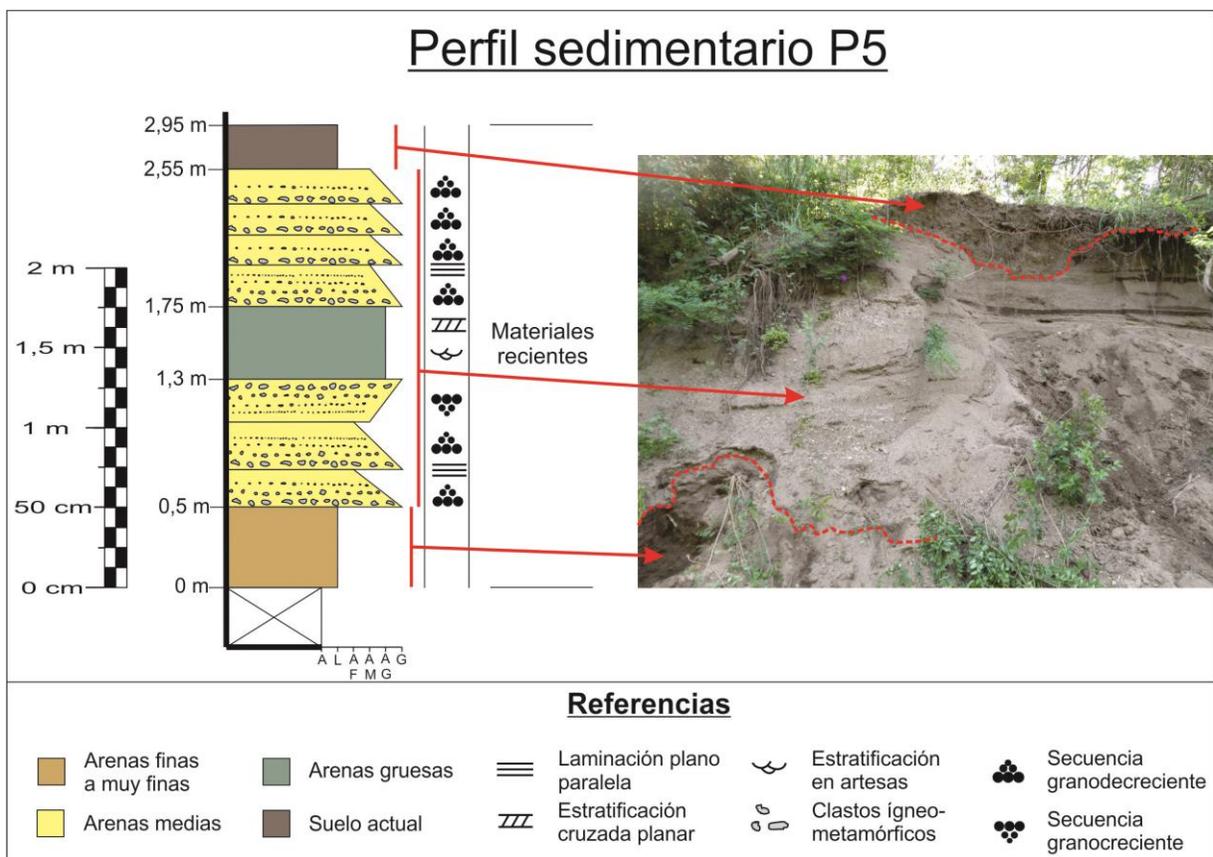


Figura III.15.: Perfil sedimentario P5.

Perfil sedimentario P6:

Los datos correspondientes a este perfil sedimentario fueron recopilados de la tesis de Licenciatura de Magnante (2011). El mismo aflora en la margen derecha de una cárcava ubicada en el sector oriental de la cuenca de estudio, 10 km al Oeste de la ruta provincial N° 136 (Fig. III.8.).

La secuencia posee 5,2 m de potencia y comienza con un cuerpo estrato-grano decreciente de 1,3 m de espesor; su matriz es areno-gravosa, con clastos de entre 15 y 20 cm de diámetro, de composición ígneo-metamórfica y, en menor medida, de calcretos. Por encima, se pasa transicionalmente a depósitos de 1,8 m de espesor, matriz sostén, con la presencia de calcretos y que, en los últimos 0,6 m, presenta estructuras mixtas. Los siguientes 1,5 m sobreyacen mediante un contacto transicional al nivel anterior; están constituidos por materiales limo-arenosos finos, con la presencia de bioturbaciones y mayores cantidades de materia orgánica hacia su sección superior. Finalmente, los últimos 0,6 m de espesor, se componen de materiales arenosos medios poco consolidados (Fig. III.16.).

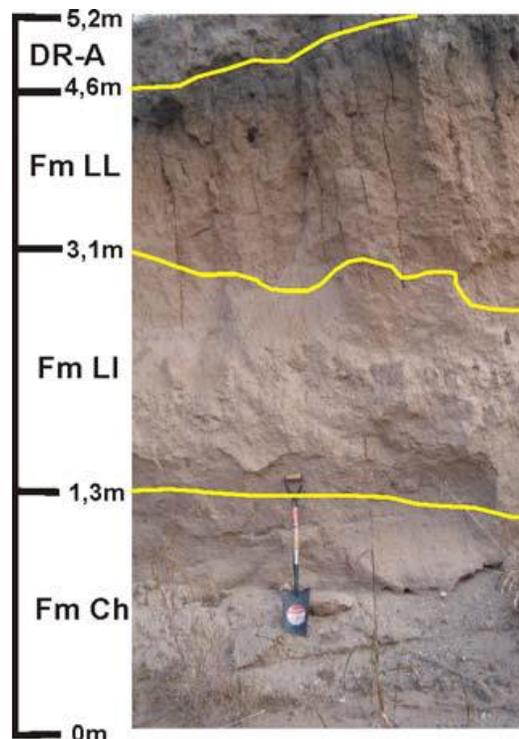


Figura III.16.: Perfil sedimentario P6. Tomado de Magnante (2011).

De esta manera, se interpreta que la secuencia comienza con depósitos fluviales de alta competencia, probablemente correlacionables con los materiales que conforman la Fm. Chocancharava (Cantú, 1992). Estos depósitos gradan transicionalmente a secuencias de flujos densos que pueden asignarse a la Fm. La Invernada (Cantú, 1992). Por encima, se depositan facies fluviales de baja energía con cantidades variables de materia orgánica, que serían equivalentes a la Fm. Arroyo Las Lajas (Cantú, 1992), y sobre la cual se desarrollaron procesos de pedogénesis. Finalmente, el perfil culmina con la presencia de materiales de edades recientes-actuales.

III.2.2.2. Descripción e interpretación de perforaciones profundas

Las perforaciones realizadas en la zona para la obtención de agua potable aportan importantes datos para comprender la geometría y estratigrafía de los materiales presentes en el subsuelo. En varias ocasiones, éstas permiten identificar la profundidad del basamento cristalino y la presencia de capas litológicas significativas desde el punto de vista hidrogeológico, tales como niveles de arcillas y/o de sedimentos gruesos, que permiten inferir la distribución y continuidad espacial de los sistemas.

La obtención de este tipo de información no ha sido sencilla en la cuenca estudiada. Este hecho puede deberse a numerosos factores. En primer lugar, estos datos suelen estar en poder de los propietarios de los campos visitados, los cuales pocas veces están presentes en los mismos, siendo atendidos por empleados que desconocen de esta información. En otras ocasiones las perforaciones fueron realizadas previas al asentamiento de los actuales dueños, por lo que éstos carecen de los datos correspondientes. En tercer lugar, es común que los encargados de los establecimientos rurales desconozcan la importancia de este tipo de información, por lo que no se preocupan por contar con los datos de las perforaciones realizadas.

Perforación PP1

Los datos correspondientes a esta perforación fueron aportados por gentileza del Lic. Juan Felizzia. La misma se ubica en el sector centro-occidental de la cuenca en estudio, dentro de la zona de llanura, cerca del límite con la zona pedemontana (Fig. III.8.). La perforación alcanzó los 87 metros de profundidad y fue realizada por el Sr. Gianchero. Se utilizaron tubos de PVC de 115 mm de diámetro para encamisar la perforación y se colocaron filtros (ranurados) para la captación de agua desde los 72 m hasta los 87 m.

De los materiales atravesados, son predominantes las granulometrías finas a muy finas, con intercalaciones de espesor variable de materiales más gruesos (Fig. III.17.). Se los interpreta como intercalaciones de secuencias fluviales y eólicas de distinta intensidad y duración.

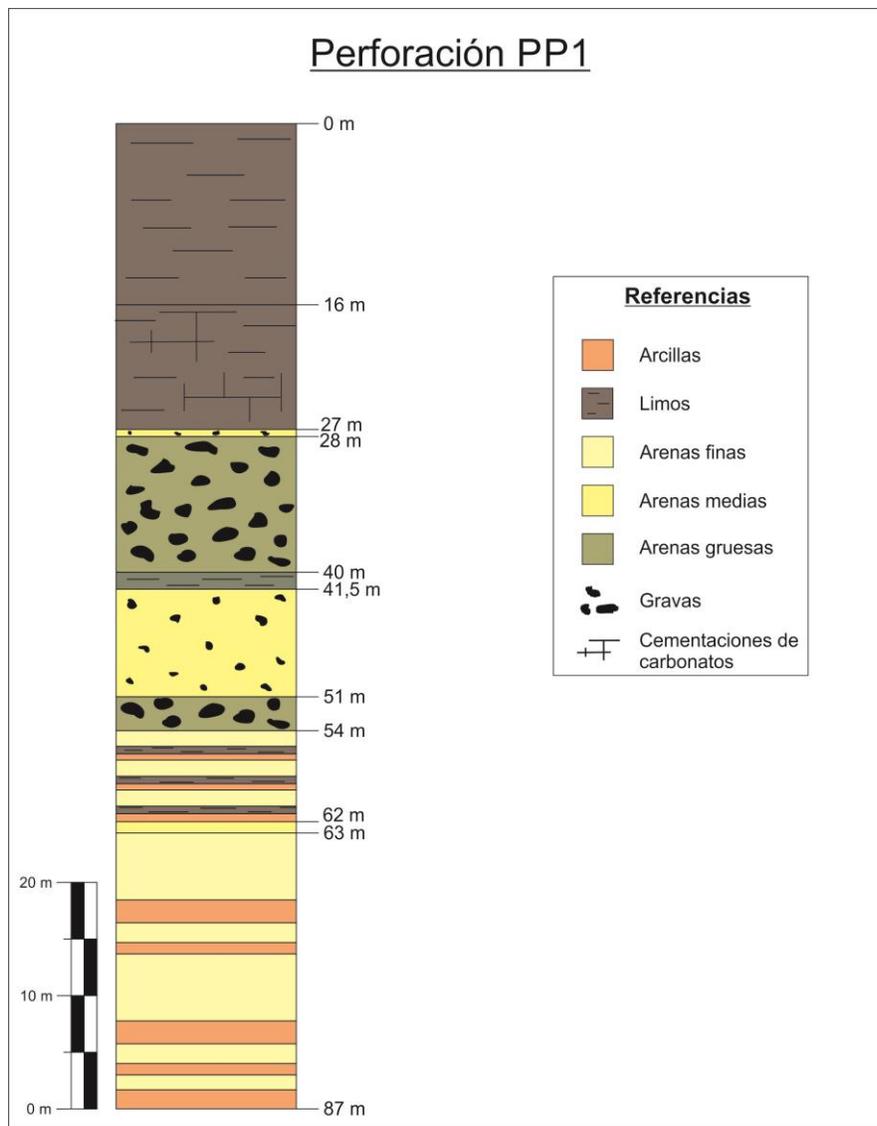


Figura III.17.: Perfil esquemático de la perforación PP1 (gentileza Lic. Felizzia).

Perforación PP2

Los datos correspondientes a esta perforación fueron recopilados de la tesis de Licenciatura de Magnante (2011) y cedidos por J. Felizzia. La misma alcanzó los 150 metros de profundidad, identificándose el nivel freático del acuífero en los últimos 10 metros. La perforación se ubica 2 km al NO de la escuela La Escondida, en el sector central de la cuenca de estudio, correspondiéndose con la zona de llanura (Fig. III.8.).

De los materiales atravesados en todo el perfil, son predominantes las granulometrías finas a muy finas, con intercalaciones de espesor variable de materiales más gruesos. También es posible observar un predominio de secuencias fluviales psamíticas cementadas, con excepción de los últimos 50 metros, donde se intercalan dos niveles limo-arcillosos con abundante materia orgánica de entre 10 y 20 metros de potencia cada uno (Fig. III.18.).

Estos sedimentos son interpretados como intercalaciones de secuencias fluviales y eólicas de distinta intensidad y duración.

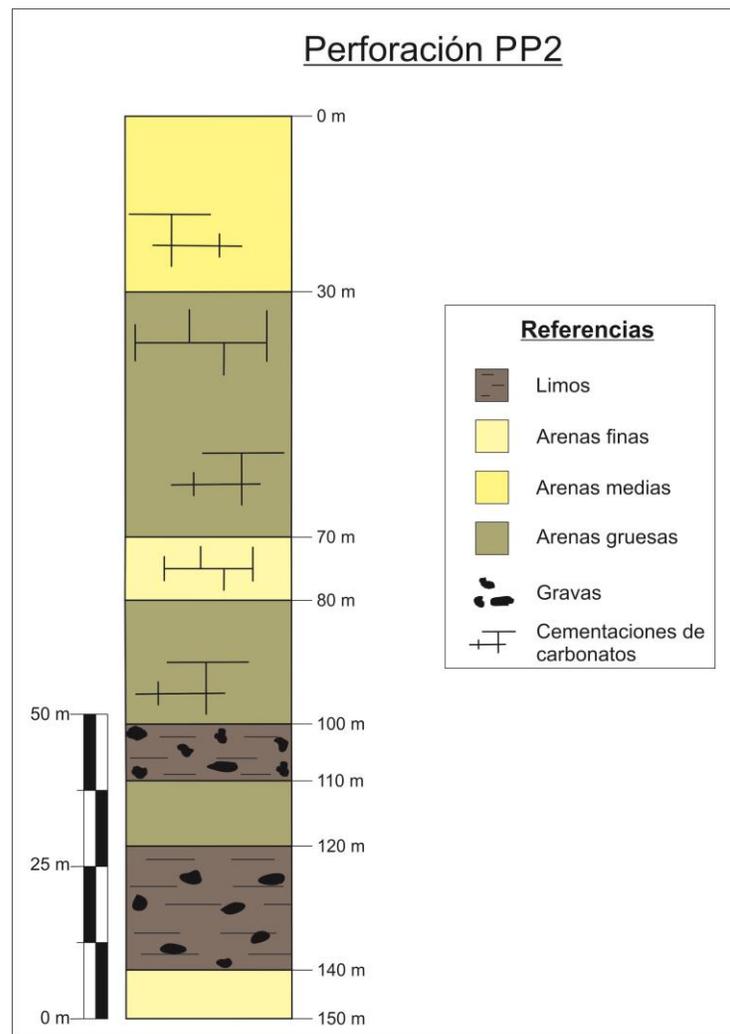


Figura III.18.: Perfil esquemático de la perforación PP2. Tomado de Magnante (2011).

III.2.2.3. Sondeos Eléctrico Verticales

Un Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) es un método geofísico utilizado para la obtención de datos geológicos del subsuelo mediante mediciones realizadas desde la superficie. El principio físico que rige este método radica en el hecho de que los distintos materiales que constituyen el subsuelo, poseen distintos comportamientos ante el paso de una corriente eléctrica, según la resistividad (ρ) de cada uno de ellos. De esta manera una corriente eléctrica aplicada desde la superficie se transmitirá a distintas velocidades a través de las distintas capas que conforman el subsuelo, pudiendo identificarse los tipos de materiales atravesados y a qué profundidad se encuentran, a partir de la comparación con sus resistividades típicas.

Para completar la información de subsuelo del área de estudio se recopilaron datos correspondientes a seis SEV realizados previamente en la zona (gentileza del Lic. Juan Felizzia), en el sector de cuenca media-alta del arroyo El Cano (Fig. III.7.). Los SEV 1, 2 y 3 (ver curvas de resistividad en Anexos 2.1., 2.2. y 2.3.) evidenciaron la presencia de un depósito sedimentario compuesto principalmente por arenas medias, desde la superficie topográfica hasta una profundidad variable de 7 a 9 metros; mientras que en el SEV 4 (ver curva de resistividad en Anexo 2.4.) se observó un paquete sedimentario que va desde la superficie topográfica hasta los 10 metros de profundidad, compuesto por arenas gruesas y gravas. Inmediatamente debajo de todos ellos se alcanzaron resistividades típicas del basamento cristalino. Mediante la realización del SEV 5 se detectó la presencia de un importante depósito sedimentario compuesto por materiales sueltos de granulometría variable, que se inicia en la superficie topográfica y que alcanzarían los 90 metros de profundidad. En este último SEV, no se alcanzaron resistividades típicas del basamento cristalino.

Es necesario aclarar que estos datos son aproximados ya que provienen de un método indirecto de investigación. Sería necesaria la realización de una perforación exploratoria en los sitios descritos para corroborar la presencia de estas características del subsuelo.

La curva de resistividad del SEV 6 (ver curva de resistividad en Anexo 2.5.) manifiesta la presencia de tres electrocapas. La primera de ellas (superficial) tiene un espesor de 5,8 metros y se correspondería con arenas gruesas no saturadas; la segunda, de 10 metros de espesor, estaría compuesta por materiales de una litología similar a la capa superior pero

saturados en agua; la tercer capa, por último, alcanza resistividades muy elevadas, típicas del basamento. Los datos provistos por este SEV fueron corroborados mediante la realización de una perforación en el lugar, en la cual se alcanzó el basamento a una profundidad de 20 metros.

III.3. Secciones geológicas transversales

A partir de la recopilación de datos sedimentarios de subsuelo, de datos estructurales y de la información topográfica y geofísica preexistente se construyeron dos perfiles transversales, uno atravesando el sector Sur de la cuenca estudiada (perfil A-A') y otro en el sector Norte de la misma (perfil B-B'); la traza de ambos perfiles se muestra en la Fig. III.8. El primero de ellos (Fig. III.19.) tiene una dirección SO-NE (74° N) y está integrado por secuencias sedimentarias principalmente limosas y de arenas gruesas, con arenas medias y limo-arcillas en menor proporción, y gravas en distintos niveles. Las granulometrías más gruesas han sido observadas en sectores donde actualmente se desarrollan sistemas fluviales de diversa magnitud; mientras que las más finas predominan en sectores que actualmente funcionan como interfluvios.

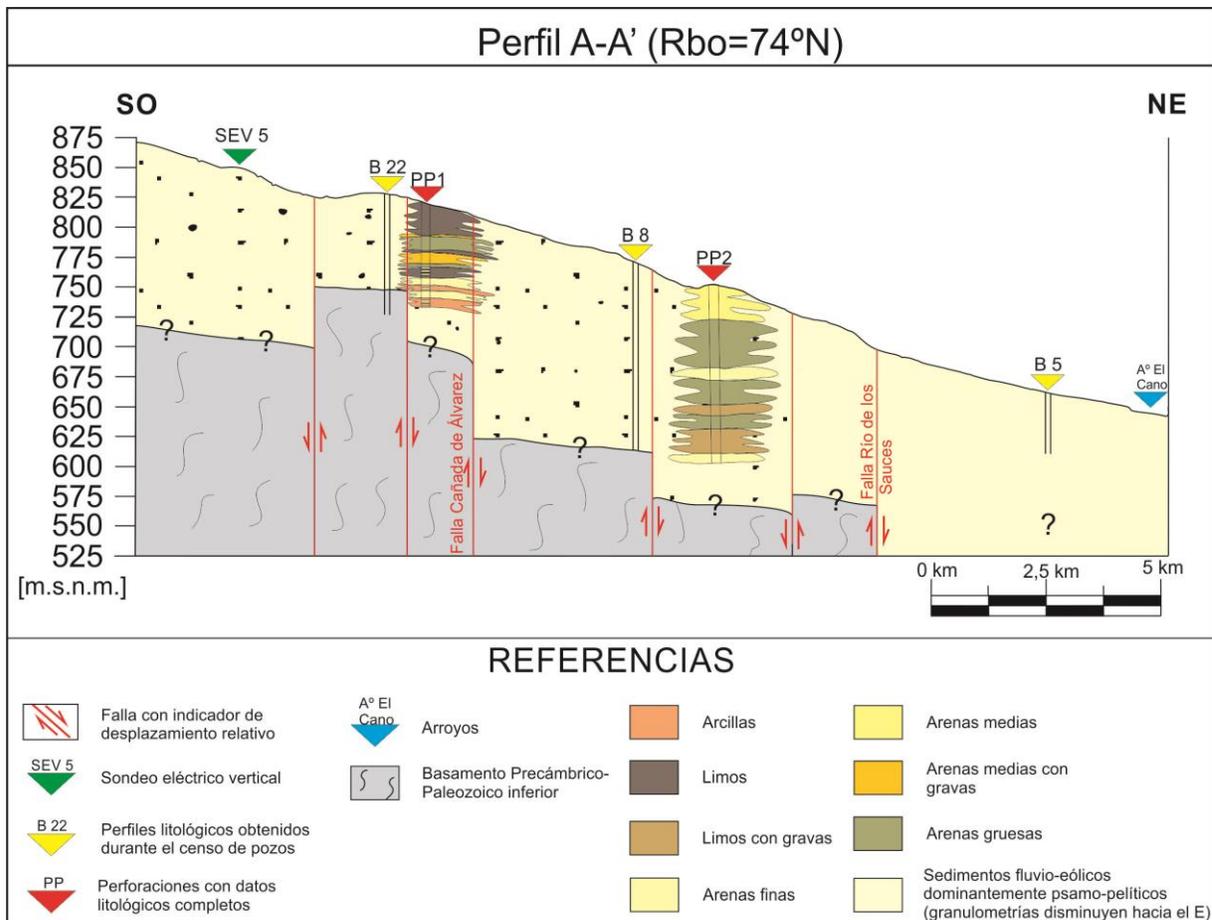


Figura III.19.: Perfil geológico transversal del sector Sur de la cuenca (escala vertical exagerada).

Para la elaboración del perfil B-B' (Fig. III.20) no se pudo contar con valores confiables de los materiales sedimentarios presentes en el subsuelo, obteniéndose solamente pocos datos de la profundidad del basamento cristalino. Si bien este perfil no aporta información significativa sobre la estratigrafía no aflorante, permite determinar los rasgos estructurales básicos de este sector de la cuenca.

Estructuralmente, los perfiles muestran una conformación de bloques tectónicos de diversas dimensiones, levemente basculados y diferencialmente ascendidos debido a la acción de fallas de carácter local y regional. A pesar de que no se poseen demasiados datos sobre la profundidad del basamento cristalino, se puede inferir una distribución asimétrica de los bloques que conforman el basamento cristalino, los cuales se encuentran separados por fallas de alto ángulo de buzamiento y se disponen a mayores profundidades hacia el Este, por lo que

se asume la presencia de una geometría en hemigraben. Esta estructuración, condiciona un relleno sedimentario también asimétrico, compuesto principalmente por materiales de origen fluvio-eólico, cuyo espesor se incrementa hacia el Este. Esta interpretación deberá corroborarse mediante la obtención de una mayor cantidad de datos de perforaciones de la zona.

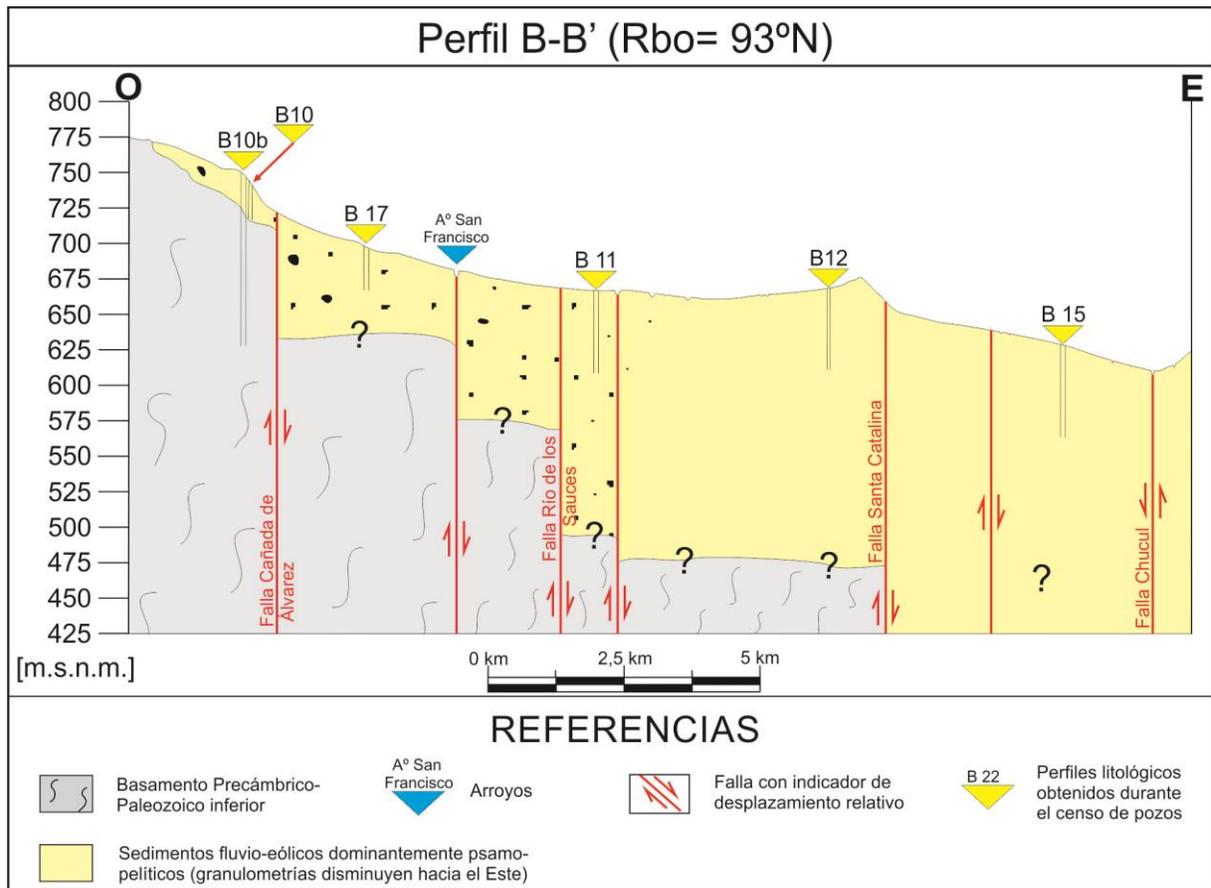


Figura III.20.: Perfil geológico transversal del sector Norte de la cuenca (escala vertical exagerada).

III.4. Evolución Geológica del área de estudio

A partir de las descripciones realizadas en este capítulo y de la recopilación de antecedentes bibliográficos particulares de la zona de estudio, se procedió a la elaboración de una secuencia evolutiva tentativa y una columna litoestratigráfica típica (Fig. III.21.) para la cuenca del arroyo El Cano, las cuales se muestran a continuación.

La sucesión de eventos que dieron origen a la cuenca estudiada, se inicia en el Proterozoico Superior con la sedimentación de secuencias pelítico-grauváquicas, intercaladas ocasionalmente con bancos de rocas carbonáticas y cuerpos volcánicos de composición basáltica, en una cuenca de margen pasivo en el borde occidental de Gondwana (Gordillo y Lencinas, 1979). La posterior generación de un margen activo con subducción hacia el Este en el Cámbrico inferior, marcó el inicio del ciclo orogénico Pampeano (Fagiano *et al.*, 2004). Durante este ciclo, se desarrollaron los eventos deformacionales de carácter regional D1 y D2, a partir de los cuales los depósitos sedimentarios previos fueron plegados y deformados, alcanzando picos metamórficos en facies de granulitas (Gordillo y Lencinas, 1979; Mutti *et al.*, 2005). Las nuevas condiciones de presión y temperatura generadas de esta manera, permitieron la aparición de nuevas paragénesis minerales, provocando la formación de rocas metamórficas de la familia de los gneises, esquistos, migmatitas, anfibolitas y mármoles, que componen el basamento cristalino de la cuenca de estudio. Posteriores eventos tectónicos de carácter frágil-dúctil (fajas de cizalla) desarrollados durante la orogenia Famatiniana (D3) (Ottamendi, 2004), retrabajaron parcial o totalmente la textura y los minerales existentes en estas rocas, generando milonitas y filonitas que afloran en el área estudiada.

Al finalizar este ciclo orogénico, las rocas paleozoicas del basamento cristalino adquirieron un comportamiento frágil evidenciado por la presencia de fallamientos que las fracturaron en bloques tectónicos menores. Durante el Paleozoico Superior y el Mesozoico Inferior estas rocas actuaron como elementos positivos del relieve, siendo objeto de intensos procesos erosivos y escasa sedimentación (Gordillo y Lencinas, 1979). Este evento denudativo regional se ve representado en la cuenca de estudio como superficies erosivas, presentes sobre las rocas de basamento aflorantes en los perfiles sedimentarios P1, P2 y P4

Los esfuerzos geotectónicos distensivos desarrollados durante el Mesozoico Medio y Superior que dieron origen a la formación del Océano Atlántico Sur, fueron expresados en la cuenca de estudio mediante procesos de rifting. De esta manera, las rocas que conformaban el basamento se estructuraron según geometrías de graben y hemigraben, y fueron cubiertas posteriormente por sedimentos continentales y marinos. Si bien no han sido identificados materiales sedimentarios correlacionables con estas edades en la zona de estudio, se estima

que podrían encontrarse en su sector oriental, donde se alcanzan los mayores espesores sedimentarios.

La acción del ciclo orogénico Andino en tiempos cenozoicos, produjo la reinstalación de un ambiente tectónico compresivo, con esfuerzos principales orientados con dirección E-O. Esto produjo la inversión de antiguas fallas normales cretácicas, así como también la generación de nuevas fallas inversas, que conformaron un relieve integrado por bloques de basamento fracturados y basculados, con una escarpa abrupta hacia el Oeste, y otra de menor pendiente y mayor longitud hacia el Este. Se han identificado en la región, en general mediante perforaciones profundas, la presencia de sedimentos continentales de variada granulometría, entre los que se encuentran paleocauces compuestos por sedimentos gruesos de edad paleógena superior-neógena, integrados en la Fm Tigre Muerto. Estos sedimentos podrían corresponderse con los hallados en la parte más profunda de algunas perforaciones de esta cuenca, los cuales aparecerían fundamentalmente en cuenca media y baja, aproximadamente por debajo de los 100-120 m de espesor sedimentario.

Los depósitos sedimentarios cuaternarios están fuertemente condicionados por cambios climáticos alternantes entre ciclos húmedos y áridos, los cuales serían asignables a períodos interglaciares y glaciares respectivamente (Cantú, 1992; Carignano, 1999). Estos ciclos estuvieron representados por importantes eventos eólicos y fluviales que, en conjunto con la actividad neotectónica, configuraron el relieve actual de la zona de estudio.

Los materiales depositados durante el Pleistoceno medio a superior podrían correlacionarse con un ciclo glacial de aridez creciente. Durante este período se produjo la depositación de materiales fluviales de baja energía que dieron lugar transicionalmente a secuencias eólicas de un espesor considerable. Estas secuencias podrían corresponderse con los niveles inferior y superior de la Fm. Pampiano (Cantú, 1992). Estos materiales están bien representados en la zona de estudio, presentándose como cuerpos macizos y fuertemente cementados, que afloran en discordancia erosiva sobre el basamento cristalino en el pedemonte; mientras que en la llanura no yace sobre el basamento y se observa en la base de la secuencia estratigráfica aflorante en numerosos tramos de los arroyos presentes, constituyendo el lecho de estos cursos.

Durante el Pleistoceno Superior se dio una progresiva mejora de las condiciones climáticas, correspondientes a un ciclo interglaciar, y caracterizadas por mayores precipitaciones y temperaturas más cálidas. El ascenso del nivel freático permitió la expansión de la red de drenaje, así como también la aparición de humedales y de pequeñas lagunas (Carignano, 1999). La acción de los cursos fluviales sobre los materiales eólicos depositados previamente, produjo la disección de antiguas formas eólicas y la generación de una importante discordancia erosiva de extensión regional (Cantú, 1992). La nueva situación climática permitió la depositación de importantes secuencias fluviales y de llanura de inundación en los valles principales de la cuenca, alcanzando a transportar bloques de roca de grandes dimensiones. Estos sedimentos son asignados a la Fm. Chocancharava (Cantú, 1992) y pueden observarse actualmente en los sectores pedemontano y de llanura de la cuenca en estudio, conformando el nivel basal de barrancas expuestas en las márgenes de los arroyos San Antonio (perfil sedimentario P2) y El Cano (perfiles sedimentarios P3 y P6), respectivamente.

El desarrollo de un nuevo período climático de condiciones áridas-semiáridas y temperaturas frías (correlacionable con el Último Máximo Glaciar) se inició en el sector estudiado, en el límite Pleistoceno Superior-Holoceno Inferior (Carignano, 1999). Durante este período de elevada evapotranspiración y fuertes vientos, se dieron las condiciones apropiadas para la sedimentación de potentes secuencias limosas del tipo loésicas en los sectores de interfluvios, asignadas por Cantú (1992) a la Fm. La Invernada. Estos depósitos eólicos se tornan más frecuentes hacia el Este de la cuenca, en pleno sector de llanura, sin embargo, dada la cercanía a la sierra (en el perfil P3, por ejemplo), poseen más gravillas dispersas que los típicos sedimentos eólicos de esta formación. En los perfiles estudiados, además, han sido identificados depósitos coetáneos desarrollados sobre canales fluviales y compuestos por bancos de arenas medias con gravilla dispersa y cuerpos lenticulares de arenas muy gruesas, evidenciando la acción ocasional de cursos fluviales de carácter efímero y flujos densos durante esta época seca.

Durante el Holoceno Inferior, las condiciones climáticas se tornaron húmedas y cálidas, en consonancia con el desarrollo de un período interglaciar (Carignano, 1999). Durante este período se produjo la expansión de las redes de drenaje y se desarrollaron suelos ricos en materia orgánica. Los materiales sedimentarios depositados por agentes fluviales durante este

lapso, fueron agrupados por Cantú (1992) en la Fm. Arroyo Las Lajas. Esta formación tiene buena representación en la zona de estudio, estando presente en la mayoría de los perfiles relevados. Se presenta como un cuerpo arenoso, en ocasiones cementado, con gran cantidad de clastos de origen metamórfico y de materiales eólicos retransportados. Los suelos desarrollados durante este período se correlacionan con el Geosuelo Las Tapias, descrito por Cantú (1992) y observado en la cuenca estudiada en el perfil sedimentario P3, sobre los sedimentos que componen la Fm. La Invernada.

Hacia el Holoceno Superior las condiciones climáticas se tornaron cálidas, secas y ventosas (semiáridas), por lo que los procesos eólicos se tornaron predominantes. Durante este ciclo se depositaron preferentemente sedimentos limosos y arenosos muy finos en los sectores de interfluvios, agrupados en la Fm. Laguna Oscura por Cantú (1992). Esta Formación se encuentra representada en el área de estudio, observándose en los niveles superiores de algunos de los perfiles sedimentarios relevados, incluso en aquellos de la zona serrana (como P2, por ejemplo). También se han identificado en la zona sedimentos coetáneos depositados en canales fluviales, compuestos por arenas finas a muy finas, laminadas, con gravilla dispersa y cuerpos lenticulares con clastos tamaño grava; estos cuerpos habrían sido depositados por procesos de remoción en masa (perfil sedimentario P1) y cursos fluviales efímeros (perfiles P3 y P4). Las condiciones climáticas imperantes en este período permitieron el desarrollo de pequeños abanicos aluviales, con ápices cercanos al sector serrano. Dos de estos cuerpos están representados en el sector pedemontano de la zona de estudio (ver mapa geomorfológico - Fig.IV.1.-), y se interpretan como el producto de la acción depositacional de los arroyos San Antonio y El Cano. Actualmente, estos elementos geomorfológicos se hallan cubiertos por sedimentos más modernos; sin embargo, pueden distinguirse por la presencia de paleocanales sinuosos, con direcciones hacia el Este y el Noreste, a través de la interpretación de imágenes satelitales y fotografías aéreas.

Según Iriondo (1999), este período seco se extendió de los 3.500 a los 1.400 años A.P., instalándose con posterioridad las condiciones climáticas actuales, predominantemente húmedas (clima Atlántico), correspondiente con un período interglaciar. El aumento de las precipitaciones ha limitado el desarrollo de los procesos eólicos, favoreciendo la formación de suelos de mediano desarrollo en los interfluvios y la reinstalación de las redes de drenaje

actuales, con amplios sectores de drenaje impedido en los bloques más deprimidos. Muchos de los antiguos rasgos eólicos están siendo retrabajados y cubiertos por vegetación y sedimentos actuales. Los materiales depositados durante este período climático están presentes en todos los perfiles aflorantes de la zona, aunque su espesor en pocas ocasiones supera las decenas de centímetros. Una excepción se presenta en el perfil sedimentario P5, el cual está compuesto por 3 metros de sedimentos arenosos finos, medios y gruesos, en un arreglo general granodecreciente, producto de la acción depositacional de cursos fluviales efímeros de energía variable. En general, las formas de erosión hídrica y fluvial dominan el paisaje actual, generando profundas cárcavas y surcos en la zona pedemontana y de llanura, y labrando amplios valles en la zona serrana.

Este ciclo húmedo fue interrumpido en tiempos históricos, por condiciones más áridas asociadas a un nuevo avance glaciario, que se conoce internacionalmente como Pequeña Edad de Hielo (800-200 años A.P.; Iriondo, 1999). Este cambio climático puede observarse en los cuerpos superiores de los perfiles sedimentarios P1 y P5, donde los materiales basales de mayor granulometría dan lugar a otros más finos en los niveles superiores. Durante este lapso muchos cuerpos leníticos en la provincia desaparecieron y se generaron importantes formas medanosas y hoyas de deflación (Carignano, 1999).

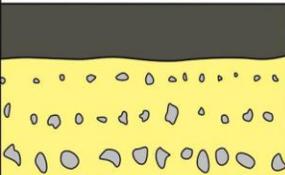
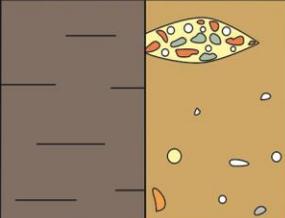
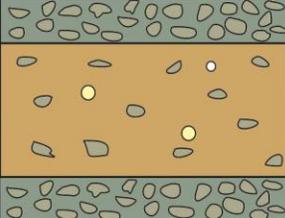
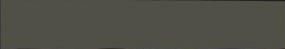
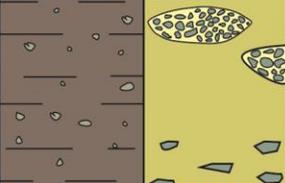
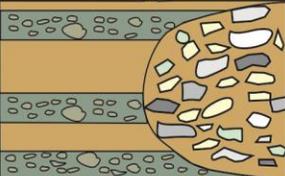
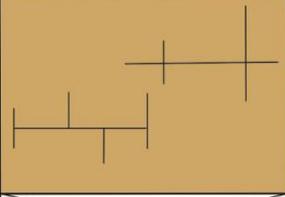
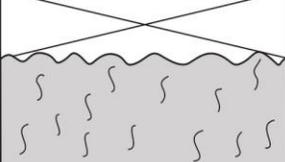
Columna sedimentaria	Descripción	Unidades litoestratigráficas	Edad
	<p>Limos y arenas muy finas con abundante materia orgánica</p> <p>Niveles de arenas medias a gruesas con clastos tamaño grava en un arreglo general granodecreciente</p>	Sedimentos modernos	Moderno
	En interfluvios: Arenas muy finas a limosas de carácter masivo. En canales fluviales: Arenas finas a muy finas, con gravilla y nódulos carbonáticos dispersos; presencia de cuerpos lenticulares de arenas finas con clastos ígneo-metamórficos y carbonáticos	Fm. Laguna Oscura y depósitos coetáneos	Holoceno Superior
	Cuerpo de arenas finas a muy finas con gravilla, clastos tamaño grava y nódulos carbonáticos dispersos. Ocasionalmente alternan bancos de arenas gruesas, gravas y bloques	Fm. Arroyo Las Lajas	Holoceno Medio
	Limos ricos en materia orgánica	Geosuelo Las Tapias	Holoceno Inferior - Holoceno Medio
	En interfluvios: Sedimentos limosos con gravilla dispersa a masivos en sectores. En canales fluviales: Arenas medias con gravilla dispersa y cuerpos lenticulares compuestos por arenas muy gruesas	Fm. La Invernada y depósitos coetáneos	Holoceno Inferior - Holoceno Medio
	Bancos de arenas finas a muy finas intercalados con otros de arenas gruesas y gravas. Presencia de cuerpos brechoides lenticulares de matriz fina	Fm. Chocancharava	Pleistoceno Superior
	Arenas finas a muy finas fuertemente cementadas por sílice y carbonato de calcio	Fm. Pampeano	Pleistoceno Medio
	Gneises biotíticos, migmatitas y estromatitas	Complejo Metamórfico de Calamuchita	Precámbrico Superior - Paleozoico Inferior

Figura III.21.: Columna litoestratigráfica tipo para la cuenca del arroyo El Cano.

CAPÍTULO IV

GEOMORFOLOGÍA LOCAL

IV.1. Caracterización geomorfológica

Tal como fuera señalado con anterioridad (capítulo II.3.), el área de estudio se enmarca dentro de unidades geomorfológicas mayores, definidas regionalmente para el Sur de Córdoba por Degiovanni (2005); estas unidades son las Sierras de Comechingones, dentro del Sistema Sierras Pampeanas; y la Llanura Fuertemente Ondulada y el Ambiente Agradacional Pedemontano, ambos pertenecientes a la unidad mayor de la Llanura Pampeana.

La configuración vigente del relieve es el producto de la presencia, diseño espacial y control de estructuras geológicas y del acontecer de cambios climáticos que incidieron sobre las litologías presentes en la zona durante millones de años. De esta manera, el paisaje actual resulta de la conjunción de procesos que actuaron en el pasado con otros que actúan actualmente, confiriéndole cierta complejidad a su interpretación.

Los procesos geomorfológicos que dominan en la actualidad son aquellos relacionados a ambientes fluviales típicos de un clima húmedo a subhúmedo. Los cursos fluviales permanentes y efímeros presentes en la cuenca adquieren gran importancia en el modelado del paisaje, siendo el arroyo El Cano el de mayor importancia. Este modelado, a su vez, está condicionado por la composición litológica del sustrato sobre el cual se desarrollan, siendo muy diferentes las geoformas desarrolladas en la zona serrana de aquellas ubicadas en la zona de llanura. En los sectores de interfluvios, se llevan a cabo procesos pedogenéticos que producen suelos de buena calidad, aprovechados por los productores rurales para las prácticas agrícolas.

En general, las pendientes en la zona son moderadas y se incrementan hacia el occidente, siendo comunes los relieves fuertemente ondulados en el sector pedemontano. Estas ondulaciones, son el resultado del fuerte control estructural, potenciado en ocasiones por la actividad neotectónica de la región (Sagripanti *et al.*, 2009), y de la actividad fluvial, la cual potencia los resaltos topográficos.

Teniendo en cuenta lo anteriormente escrito, se procedió a la distinción de las diferentes unidades y subunidades geomorfológicas presentes en la cuenca del arroyo El Cano y a la elaboración de la cartografía correspondiente (Fig. IV.1.).

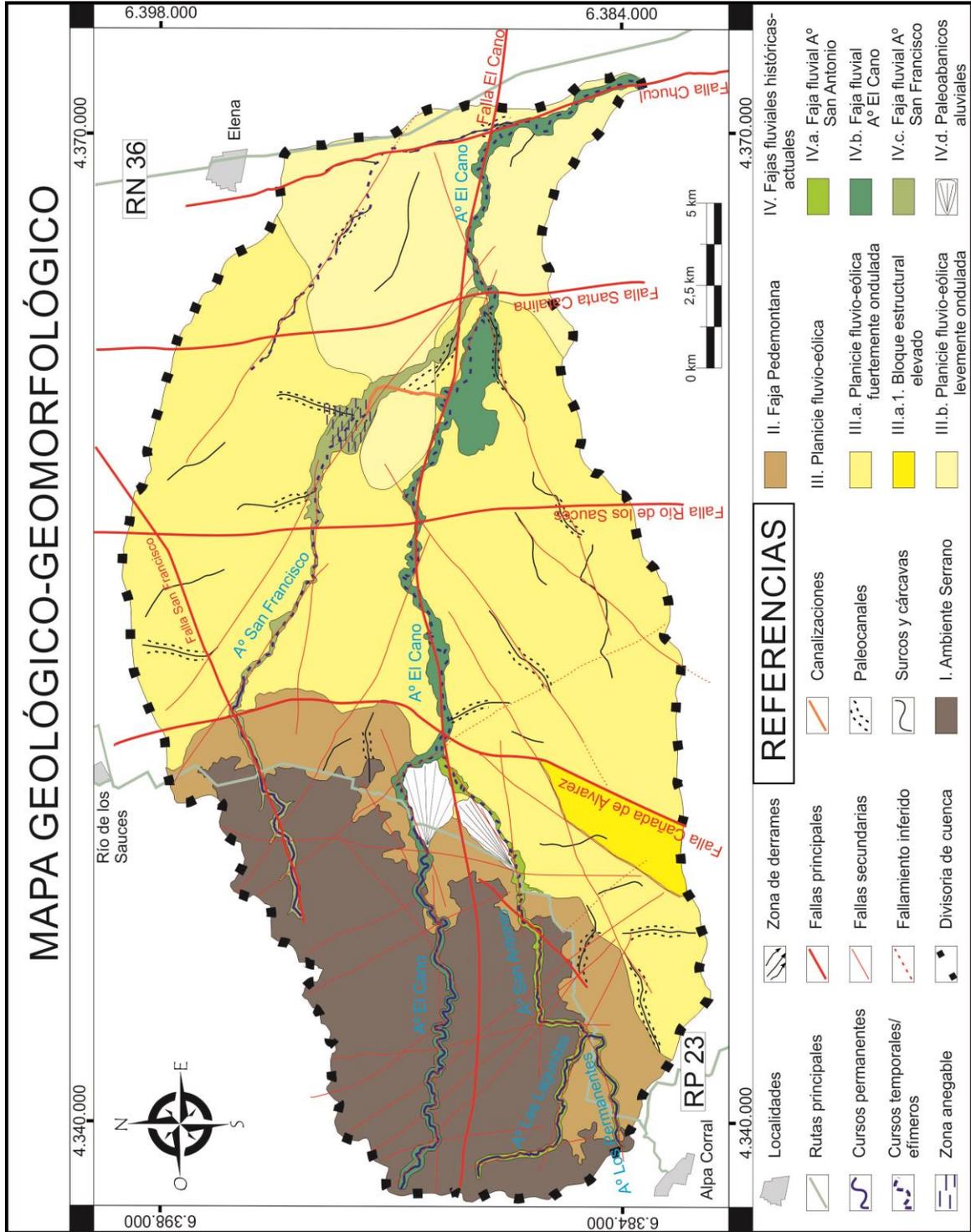


Figura IV.1.: Mapa geológico-geomorfológico de la cuenca del arroyo El Cano.

IV.1.1. Ambiente Serrano

Se ubica en el extremo occidental de la cuenca de estudio y constituye el ámbito más elevado de la cuenca. Los valores promedios de pendientes en este sector rondan el 4% hacia el E y SE. Esto permite la ocurrencia ocasional de procesos gravitatorios y de remoción en masa locales, los cuales son potenciados durante intensas precipitaciones o eventos de actividad neotectónica.

Se trata de un relieve denudativo compuesto por lomas suaves de variada amplitud y crestas de rocas metamórficas de diverso tamaño, separadas por amplios valles. Las rocas más abundantes son gneises biotíticos y migmatitas con rasgos variables de metamorfismo dinámico y planos de foliación de alto ángulo de buzamiento hacia el Noreste. Los afloramientos rocosos están cubiertos parcialmente por depósitos sedimentarios cuaternarios y una cubierta vegetal compuesta principalmente por pastizales (Fig. IV.2.). La potencia de los niveles sedimentarios no es constante, pudiendo variar entre 0 y 5 metros de espesor; están compuestos por materiales arenosos finos a limosos con abundante gravilla dispersa.



Figura IV.2.: Ambiente serrano visto desde el extremo occidental de la cuenca.

Los procesos dominantes son los relacionados a la dinámica del agua, en manto o concentrada, los cuales inciden los materiales metamórficos y sedimentarios, elaborando importantes valles y cárcavas, respectivamente. El control estructural en los patrones de escurrimiento se hace evidente dado que los cursos de agua se encausan preferentemente en fracturas, fallas y diaclasas del macizo rocoso.

IV.1.2. Faja pedemontana

Se trata de un relieve agradativo, fuertemente ondulado, compuesto por una faja de dirección meridiana a submeridiana, de ancho variable y con pendientes promedio del 2%, alcanzando máximos locales de hasta el 4%. Se caracteriza por la presencia de sedimentos y afloramientos ocasionales de rocas metamórficas de basamento (dominantemente gneises) aflorantes o subaflorantes; éstas pueden ser observadas conformando sectores positivos de varios metros de altura, lomas elongadas hacia el SE y cubiertas por una capa de poco espesor de sedimentos finos a muy finos (Fig. IV.3.a.).

Los procesos dominantes en esta unidad son los de erosión hídrica y fluviales, típicos de un ambiente de transición entre la zona serrana y la de llanura y las altas pendientes; también se observan procesos gravitatorios en forma localizada, evidenciados por la presencia de grandes bloques de roca en las márgenes de varios de los arroyos de la zona, transportados durante grandes crecidas y eventos de remoción en masa. El desarrollo de profundas y numerosas cárcavas incidiendo sobre sectores de pendientes elevadas, dan cuenta de que los procesos hídricos también adquieren gran importancia en el área (Fig. IV.3.b).

El control estructural es evidente en el levantamiento de las lomadas de basamento y en el desarrollo del límite oriental de esta unidad, a través de la falla de Cañada de Álvarez.

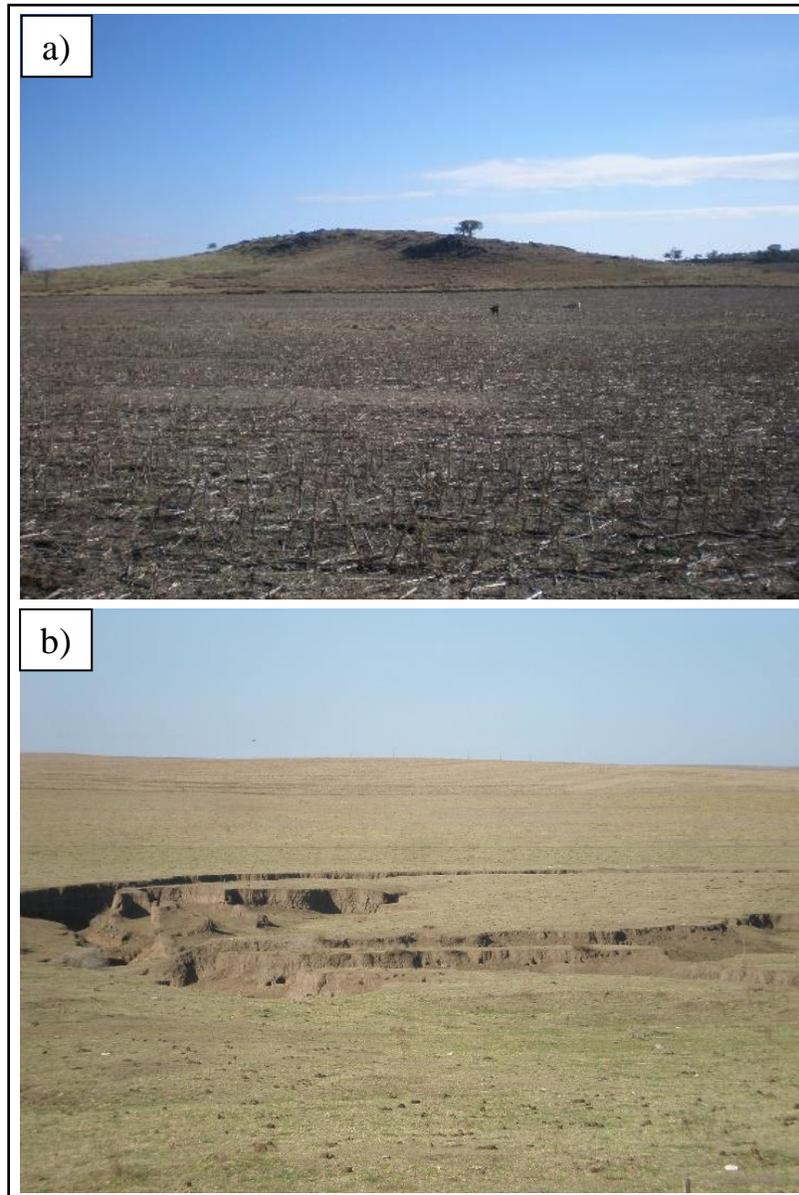


Figura IV.3.: Faja pedemontana. **a)** Lomadas de basamento elongadas. **b)** Procesos de carcavamiento.

IV.1.3. Planicie fluvio-eólica

Es la unidad geomorfológica de mayor representación en el área de estudio, abarcando el sector central y oriental de la misma. Se compone principalmente de materiales arenosos y limosos de origen fluvial y eólico respectivamente que le confieren un relieve general ondulado con distinta intensidad de pendientes (Fig. IV.4.a.).

En esta unidad dominan los procesos de erosión hídrica, encontrándose además surcada por varias fajas fluviales, las cuales serán descriptas más adelante. Estos procesos están representados por sistemas de surcos y cárcavas, desarrollados preferencialmente sobre áreas de antiguos paleocanales, donde actualmente escurren aguas superficiales en forma temporaria y efímera (Fig. IV.4.b). En adición, la acumulación de escorrentías en las márgenes de los caminos en épocas de intensas precipitaciones, produce ocasionalmente la profundización de los mismos (Fig. IV.4.c). En ocasiones, estos problemas se ven potenciados por las prácticas agrícolas actuales, las cuales favorecen los procesos erosivos mediante la eliminación de la vegetación nativa y la aplicación de métodos que no promueven la conservación de suelos. Para mitigar estos efectos, los pobladores de la zona suelen recurrir a la instalación de obras de control tales como cultivos en curvas de nivel, albardones y drenes (Fig. IV.4.d, e. y f.).

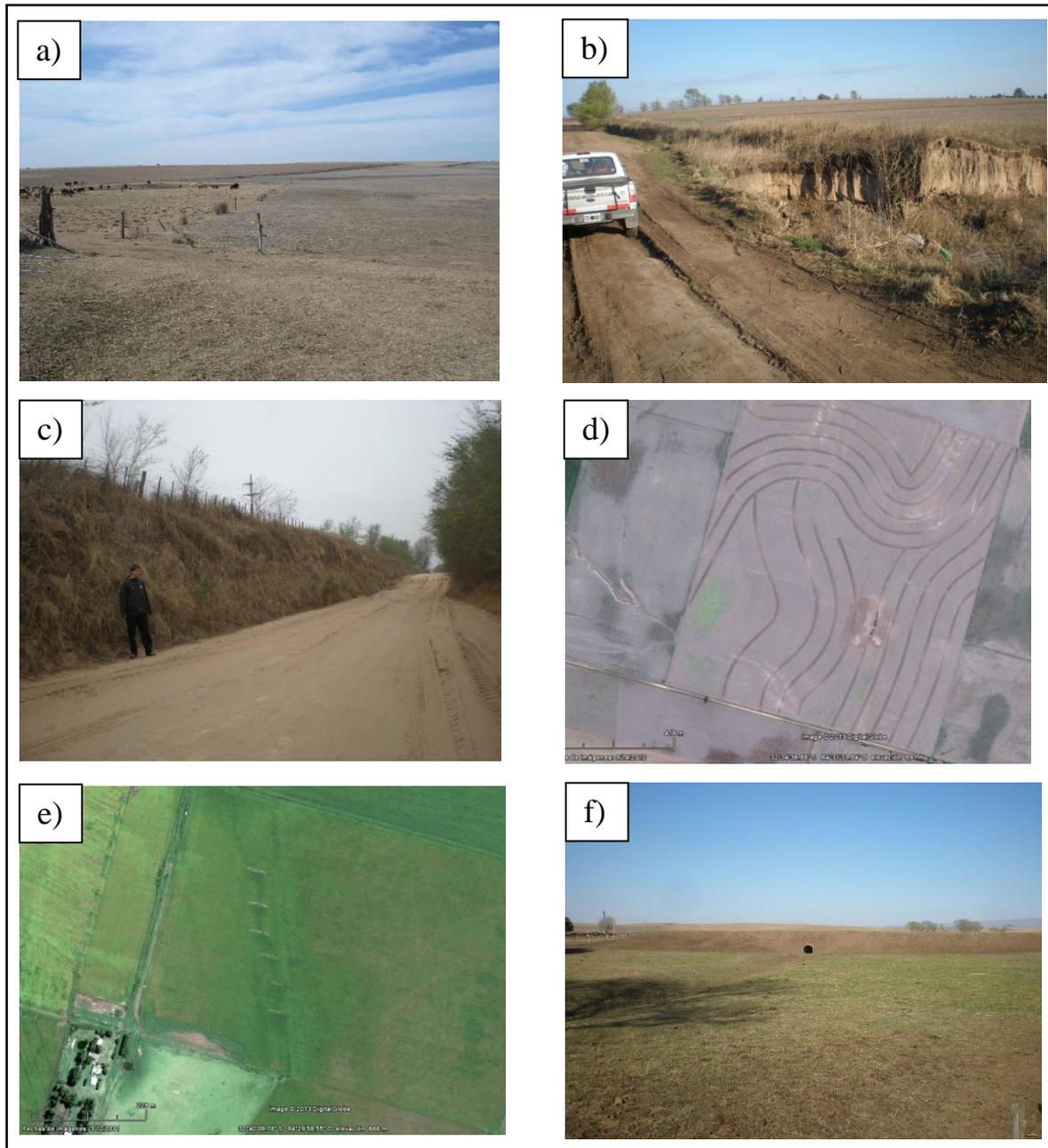


Figura IV.4.: Rasgos típicos de la Planicie fluvio-eólica. **a)** Ondulaciones del relieve. **b)** Procesos de carcavamiento afectando un camino rural. **c)** Profundización de un camino rural. **d)** Cultivos en curvas de nivel topográfico. **e)** Serie de albardones dispuestos sobre un paleocanal sujeto a procesos de erosión hídrica. **f)** Albardón con un dren basal, dispuesto de manera transversal a un surco del terreno.

IV.1.3.1. Planicie fluvio-eólica fuertemente ondulada

Esta subunidad se extiende por el sector central de la cuenca y está caracterizada por la presencia de numerosas ondulaciones de dimensiones variables y de una gran cantidad de paleocanales con fuerte control estructural, principalmente asociados a los lineamientos tectónicos NO-SE y SO-NE. La pendiente general es del 1% hacia el SSE, con pendientes locales máximas en las lomas de hasta el 3%. Las fuertes ondulaciones favorecen la concentración de los escurrimientos superficiales durante las precipitaciones, generando procesos de erosión retrocedente (cárcavas).

IV.1.3.1.1. Bloque estructural elevado

Se trata de una elevación del terreno, con forma rectangular en planta, ubicada en el sector Suroccidental de la cuenca de El Cano. Se caracteriza por presentar pendientes menores al 1%, en su parte cumbral, y cercanas al 2%, en sus flancos (Fig. IV.5.). Está limitado al Oeste por una estructura de rumbo SO-NE, mientras que su límite oriental está controlado por la acción de la falla Cañada de Álvarez, de orientación N-S.



Figura IV.5.: Perfil topográfico atravesando la subunidad geomorfológica "Bloque estructural elevado", en el sector SO de la cuenca de estudio. Imagen satelital obtenida del Software Google Earth.

No se observan rasgos de procesos erosivos actuales (surcos y cárcavas) en el sector cuspidal de esta sub-unidad, adquiriendo mayor importancia en los flancos del bloque, en consonancia con un aumento significativo en la intensidad de las pendientes. Los materiales dominantes son arenas finas y limos de origen eólico, los cuales se ven ocasionalmente surcados por escurrimientos superficiales efímeros de poca magnitud.

IV.1.3.2. Planicie fluvio-eólica levemente ondulada

Se ubica en el extremo oriental de la cuenca. Posee un fuerte control estructural, estando conformada por lomas suaves y amplias, con pendientes generales que disminuyen hacia el SE, alcanzando valores menores al 1%. Si bien se ha identificado la presencia de paleocauces surcando esta subunidad, su frecuencia es menor que la descrita para la planicie fluvio-eólica fuertemente ondulada. Los materiales sedimentarios dominantes son limos y arenas finas de origen eólico, con la presencia subordinada de arenas medias a gruesas de origen fluvial. Dominan en esta sub-unidad los procesos de erosión hídrica, generando surcos y profundas cárcavas, los cuales se instalan ocasionalmente en los paleocanales existentes. La importancia del control tectónico se observa principalmente en la orientación de lomas y valles y, por lo tanto, en los paleocauces.

IV.1.4. Fajas fluviales

Esta unidad geomorfológica integra las fajas fluviales desarrolladas por los principales escurrimientos de aguas superficiales de la zona (Arroyos San Francisco, El Cano y San Antonio), las cuales se han producido por la acción fluvial histórica y reciente, a lo largo de distintos episodios climáticos.

De manera general, estas fajas se caracterizan por poseer un ancho reducido, con valores medios de 200 m en la zona de llanura y 30 m en el sector serrano, y estar compuestas por sedimentos de gran variedad granulométrica, dominando arenas gruesas, y gravas de origen fluvial, en los que abundan clastos retransportados de materiales limosos cementados de

origen eólico. En relación al perfil longitudinal y transversal, los desniveles internos dentro de estas zonas son variables, dependiendo del grado de profundización del cauce en los diferentes tramos y de la cantidad de terrazas fluviales. Es común en este ambiente la presencia de vegetación arbórea, principalmente correspondientes a especies exóticas, tales como sauces, olmos y distintos tipos de coníferas.

Los eventos de derrames asociados a la acción fluvial de los cursos El Cano y San Antonio en un período climático de mayor aridez, permitieron el desarrollo de pequeños paleoabancos aluviales en la zona pedemontana. Actualmente, estos elementos se encuentran parcialmente cubiertos por una capa sedimentaria más moderna. Por poseer características morfológicas similares, estos elementos serán descriptos en conjunto, formando parte de una subunidad independiente.

IV.1.4.1. Faja fluvial del arroyo San Antonio

Se trata de una faja angosta (menos de 50 m de ancho) de dirección general SO-NE, que se inicia luego de la intersección de las fajas fluviales de los arroyos Las Lagunitas y Los Permanentes. Presenta morfologías distintas en la zona serrana y en la pedemontana, predominando trazados angostos y rectilíneos en la primera de ellas (Fig. IV.6.), y meandriformes más anchos en la segunda. El desarrollo de esta subunidad está íntimamente relacionado con el patrón estructural dominante, el cual condiciona la red de drenaje e, indirectamente, los patrones de sedimentación. Dentro de los límites de esta faja, se evidencian distintos niveles de terrazas, ubicados a ambos lados del canal de forma asimétrica, los cuales se corresponden con el accionar de diferentes eventos de profundización. Las barrancas que integran estos niveles, poseen una altura que varía desde decenas de centímetros hasta unos pocos metros.



Figura IV.6.: Faja fluvial del Arroyo San Antonio en su tramo serrano (visto aguas arriba).

IV.1.4.2. Faja fluvial del arroyo El Cano

Previo a la unión entre los arroyos El Cano y San Antonio, en la zona serrana, esta unidad posee características similares a las descritas anteriormente para la faja fluvial del arroyo San Antonio. Luego de la confluencia, el trazado de la faja fluvial se torna más sinuoso, a la vez que su ancho aumenta. Las barrancas se tornan más elevadas hacia la desembocadura debido a un incremento en los procesos de incisión vertical, alcanzando alturas de hasta 10 metros (Fig. IV.7.); en algunos sectores se distingue el desarrollo de más de un nivel de terrazas. La máxima amplitud de esta subunidad se alcanza cerca de la desembocadura actual del arroyo San Francisco y se debe fundamentalmente a antiguas migraciones locales del arroyo El Cano y a la confluencia de un curso efímero de magnitud considerable.



Figura IV.7.: Faja fluvial del Arroyo El Cano, cerca de su desembocadura (visto aguas abajo).

IV.1.4.3. Faja fluvial del arroyo San Francisco

Las características de esta subunidad en el sector serrano se asemejan a aquellas descritas para las fajas fluviales de los arroyos San Antonio y El Cano. En el ámbito de llanura, esta faja toma una orientación NO-SE y una traza rectilínea levemente sinuosa, debido al control estructural. Su ancho es pequeño y no supera los 20 metros, limitado a ambos lados por barrancas de poca altura.

Hacia la zona de desembocadura del arroyo San Francisco, se presenta una zona levemente deprimida que actúa como un nivel de base local. Las descargas ocasionales del arroyo en este sector generaron la formación de un pequeño cuerpo lacustre denominado “Laguna La Blanca”, la cual fue drenada y canalizada durante el siglo XX por los pobladores de los asentamientos rurales. Actualmente se observa una amplia zona de derrames recientes y antiguos, orientados hacia el SE, con pequeñas irregularidades topográficas internas, cuyas depresiones son ocasionalmente ocupadas por cuerpos de agua, generando lagunas de escasa extensión areal.

IV.1.4.4. Paleoabanicos aluviales

Se trata de dos cuerpos con morfología en planta de abanico, los cuales deben su presencia a la acción de los arroyos El Cano y San Antonio, en un período climático más árido. La pérdida de la capacidad de transporte que afectó a estos arroyos al descender de la zona pedemontana, provocó que los mismos depositen su carga sedimentaria en cercanías de la sierra. De esta manera, se generaron una serie de canales menores, fácilmente colmatables y sujetos a procesos de avulsión, que llevaron a la conformación de abanicos aluviales. La ubicación de estos elementos es también consecuencia del control tectónico del sector, encontrándose los mismos en la transición de las unidades de Faja Pedemontana y Planicie fluvio-eólica, con ápice en la primera de ellas. Poseen una longitud aproximada de 2,5 km, mientras que la extensión horizontal máxima alcanza los 2 km (Fig. IV.8.).

Estos elementos no presentan desniveles internos mayores, debido en parte a la presencia de una cubierta sedimentaria fluvio-eólica, muy vegetada, que oculta parcialmente su morfología. Sin embargo, es evidente aún la presencia de varios canales menores que los surcan con dirección hacia el E y el NE. Estos depósitos no poseen mucha altura y están compuestos principalmente por depósitos sedimentarios de arenas gruesas, gravilla y clastos mayores.



Figura IV.8.: Detalle de los paleoabanicos aluviales en imagen satelital obtenida de Google Earth. En rojo se indican algunos de los paleocanales presentes.

CAPÍTULO V

ASPECTOS CLIMÁTICOS

Se denomina clima al conjunto de situaciones que determinan el estado medio atmosférico en una determinada zona, y durante un período de tiempo preestablecido. La altura sobre el nivel del mar, la latitud, las lluvias y las corrientes marinas, son algunos de los factores que condicionan las variaciones climáticas en una región.

Para una mayor comprensión de los parámetros hidrológicos de la zona de estudio, se torna imprescindible realizar una adecuada caracterización climática, atendiendo a que las precipitaciones constituyen la principal entrada de agua a los sistemas hidrológicos. Para ello es necesaria una completa descripción de las variables climáticas regionales y locales (precipitaciones; temperaturas medias, máximas y mínimas; evapotranspiración potencial y real; vientos; etc.), seguida de una correcta interpretación de las mismas. De esta manera se obtendrá información relevante que permitirá realizar un mejor modelo hidrológico, capaz de explicar los fenómenos físico-químicos que se producen en la cuenca estudiada.

Para la caracterización climática regional se recurrió fundamentalmente a la recopilación de antecedentes bibliográficos del sector Sur de la provincia de Córdoba. Mientras que para la caracterización local se utilizaron datos de precipitaciones provenientes de entidades públicas (Cooperativa Agrícola Ganadera Ltda. de Elena) y particulares (Sr. Cismondi y Sr. Módolo), y datos de temperaturas procedentes de la Universidad Nacional de Río Cuarto.

V.1. Caracterización climática regional

La provincia de Córdoba, según su latitud, se enmarca dentro de la zona de climas templados de la república Argentina, con características típicas de una provincia mediterránea (su límite oriental dista 480 km del océano Atlántico, y su límite occidental 520 km del océano Pacífico). La presencia de cuatro centros de acción, permanentes o semipermanentes, condicionan la situación climática de la provincia, siendo dos de ellos centros de alta presión (anticiclones del Atlántico y del Pacífico) y los otros dos de baja presión (ciclones de las depresiones Noroeste y de la extremidad Sur del país). Para el Sur de Córdoba, el clima es del tipo Mesotermal desde Subhúmedo-Húmedo con nula a pequeña deficiencia de agua al Este, a Subhúmedo-Seco con nulos a pequeños excesos y déficits de agua menores a los 200 mm hacia el Centro-Oeste provincial (Fig. V.1.) (Blarasin, 2003; Maldonado, 2012).

En líneas generales, el Sur provincial se caracteriza por una gran uniformidad térmica y una concentración estival de las precipitaciones. El régimen térmico se caracteriza por un invierno riguroso y un verano medianamente cálido, registrándose heladas importantes desde mayo hasta septiembre; las excepciones se dan en las mayores altitudes, los sectores de sierra y la altiplanicie (Capitanelli, 1979). La importancia del relieve sobre el clima se torna mayor en las condiciones de pluviosidad y en la variación estacional de las mismas.

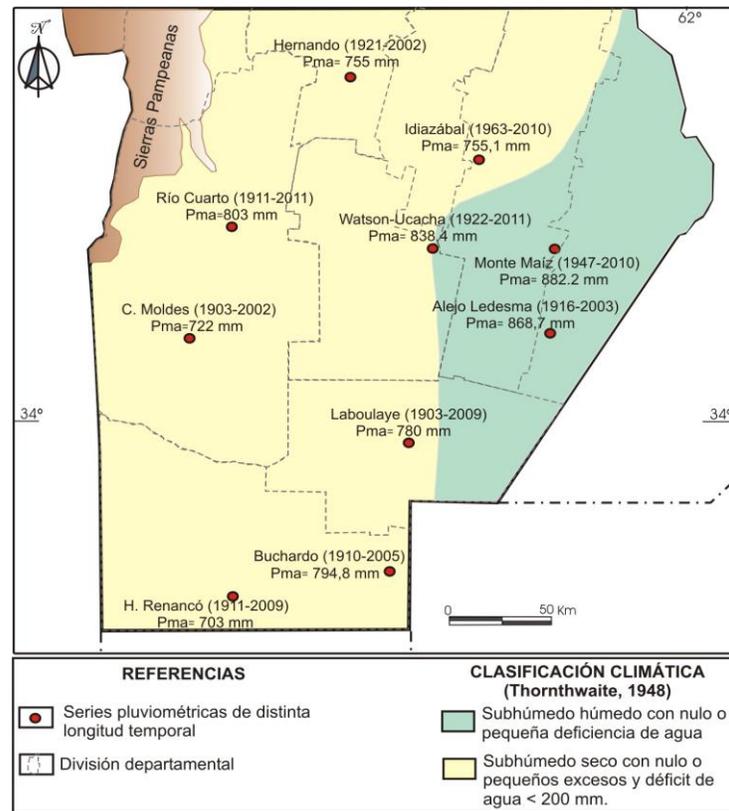


Figura V.1.: Clasificación climática para el Sur de Córdoba. Tomado de Maldonado (2012).

En la llanura, las temperaturas medias son de 17°C, con máximas de 25°C y mínimas de 10°C; mientras que en la parte serrana son de 16°C, 20°C y 9°C, y decrecen hacia las altiplanicies a 10°C, 14°C y 5°C, respectivamente (Capitanelli, 1979).

En el sector de llanura se observa una disminución de las precipitaciones desde el NE al SO, marcando la influencia del aire cálido y húmedo procedente del Océano Atlántico. Los valores son de entre 848 mm (Alejo Ledesma) al Noreste y 598 mm (Huinca Renancó) al Sudoeste, con excepción de las inmediaciones de Río Cuarto, en donde se alcanzan los 890 mm (Blarasin *et al.*, 2000); estando el 82% de las lluvias concentradas en primavera-verano y el 18% en otoño-invierno (Maldonado, 2012). En los sectores serrano y pedemontano, los registros pluviométricos alcanzan los 900 mm, dependiendo de factores de altitud y exposición (Blarasin *et al.*, 2000). Por su parte, Blarasin (2003), entre otros autores, demuestra un notorio incremento de las precipitaciones en la segunda mitad del siglo XX respecto al período anterior, concentrado fundamentalmente en los últimos 40 años. Este aumento es paulatino y está representado por ciclos húmedos y secos alternantes de duración variable.

Respecto a los patrones de circulación eólica, es posible decir que el 80% de los días son ventosos, con una concentración máxima a fines de invierno-primavera. Predominan los vientos provenientes de los cuadrantes N/NE-S/SE, con velocidades medias que, en la mayoría de los meses, superan los 10 km/h, con ráfagas ocasionales de más de 100km/h (Blarasin, 2003).

La evapotranspiración media anual calculada para la región es de 826 mm (Maldonado, 2012). En la llanura y el piedemonte es de 820 mm, mientras que en la sierra varía entre 688 y 794 mm. Se observa en general, una disminución de dichos valores hacia los sectores cumbres y de altiplanicie (Blarasin *et al.*, 2000). Se pudo observar una importante variabilidad areal y estacional en los períodos de déficit y excesos hídricos, siendo una parte de estos últimos responsables de la recarga de los acuíferos. En general, se percibe que los déficit se dan en los meses de otoño-invierno y los excesos se relacionan con los meses de primavera-verano. Hacia el Este de la provincia se registra la mayor frecuencia de años con excesos hídricos y los mayores montos de excesos de agua en el suelo, mientras que, hacia el Sudoeste, éstos van disminuyendo tanto en frecuencia como en cantidad de milímetros excedentes. En el sector oriental, los excesos en general superan, en los años o ciclos más húmedos, los 150 mm; al Sudoeste, en cambio, se observan excesos un tanto inferiores, que superan los 50 mm sólo en los años o ciclos más húmedos. En cuanto a los déficit, se observa que las series más deficitarias se encuentran hacia el Sudoeste, con períodos secos cortos, que en general no superan los 5 años de duración. A partir de la década de 1970 los registros deficitarios son menos marcados (Maldonado, 2012).

V.2. Caracterización climática local

Para una correcta descripción e interpretación de los datos climatológicos de la cuenca de estudio, se recurrió a la recopilación de registros pluviométricos y de temperaturas presentes en el sector y/o en zonas aledañas.

La obtención de este tipo de datos no fue sencilla, debido principalmente a la ausencia de pluviómetros en varios de los asentamientos rurales visitados, como así también a la falta

de costumbre de los dueños o encargados de los mismos para registrar y/o archivar esta información. Es por ello que pudieron ser analizadas solamente dos series pluviométricas, correspondientes a la serie de Cismondi-Elena (1967-2011) y la serie de Módolo (1982-2004), las cuales permiten, respectivamente, caracterizar los sectores de cuenca baja y media-alta de la zona de estudio (Fig. V.2.).

Los valores de temperatura utilizados fueron obtenidos de la estación meteorológica de la Universidad Nacional de Río Cuarto. Se recurrió a estos valores debido a que se trata de una variable muy uniforme para el Sur de la provincia de Córdoba, y a que proceden de una fuente confiable y completa.

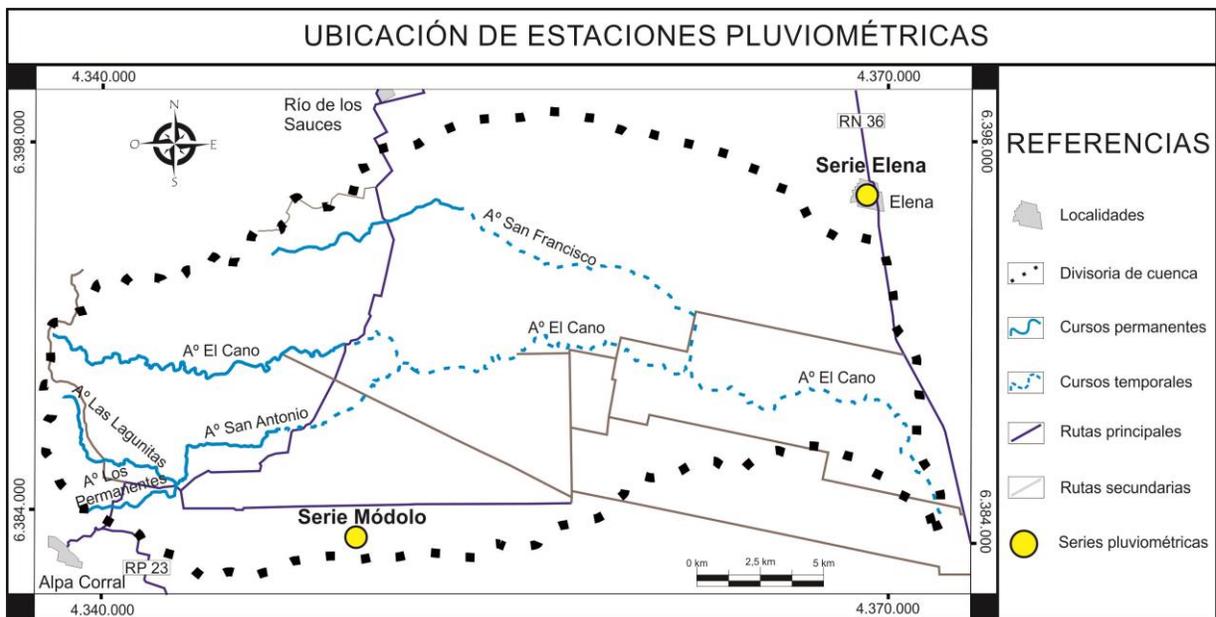


Figura V.2.: Ubicación de las series pluviométricas.

V.2.1. Caracterización climática de la cuenca baja

Para caracterizar el sector de cuenca baja de la cuenca del arroyo El Cano, se recurrió al análisis de la serie de precipitaciones provista por la Cooperativa Agrícola Ganadera Ltda. de la localidad de Elena, la cual abarca el período de 1975 al 2011. Si bien esta serie no se encuentra dentro de los márgenes de la cuenca estudiada, su proximidad geográfica permite realizar una correcta extrapolación (Fig. V.2.). Con el objetivo de ampliar la antigüedad de la

serie de datos, la misma fue completada con los valores correspondientes a los primeros años de la serie Cismondi (1967-1974); de esta manera se cubre un período de tiempo más largo, permitiendo una mejor calidad en la evaluación de los cambios temporales de las precipitaciones. El análisis conjunto entre estas dos series es posible debido a la cercanía entre las estaciones y la gran correlación entre ambas ($R=0,998$), indicando un alto grado de proporcionalidad de los valores (Matteoda, 2012).

Análisis de la Serie Cismondi-Elena (1967-2011)

Del análisis hidrometeorológico, se determinó que el promedio anual de precipitaciones (Pma) de esta serie es de 749,2 mm. La realización de una curva cronológica anual de precipitaciones a partir de estos datos (Fig. V.3.), permitió evidenciar una fluctuación constante de los valores de precipitaciones, los cuales pueden ser agrupados en ciclos húmedos y secos según su relación con la Pma definida anteriormente. De esta manera, pueden distinguirse tres grandes ciclos climáticos, uno más seco (1967-1982) con un promedio anual de precipitaciones de 634,9 mm, uno de transición (1983-1990) con una Pma de 753,4 mm y otro más húmedo (1991-2011) con una media para ese lapso de 834,6 mm. A su vez, dentro del ciclo seco es posible identificar años más húmedos (1967, 1972, 1976, 1978 y 1981), como así también la presencia de años más secos dentro del ciclo húmedo (1994, 2002, 2003, 2009 y 2010).

El año más húmedo de esta serie fue 1992, alcanzando un valor de precipitaciones anuales de 1.175 mm; mientras que el año de menores precipitaciones fue 1971, con un valor de 382 mm. La tendencia de esta serie es la de un incremento constante en la cantidad de precipitaciones, sin embargo deberían actualizarse estos datos para los años posteriores con el fin de corroborar o modificar esta proyección, ya que a partir de 2006 se observa una tendencia decreciente de las mismas.

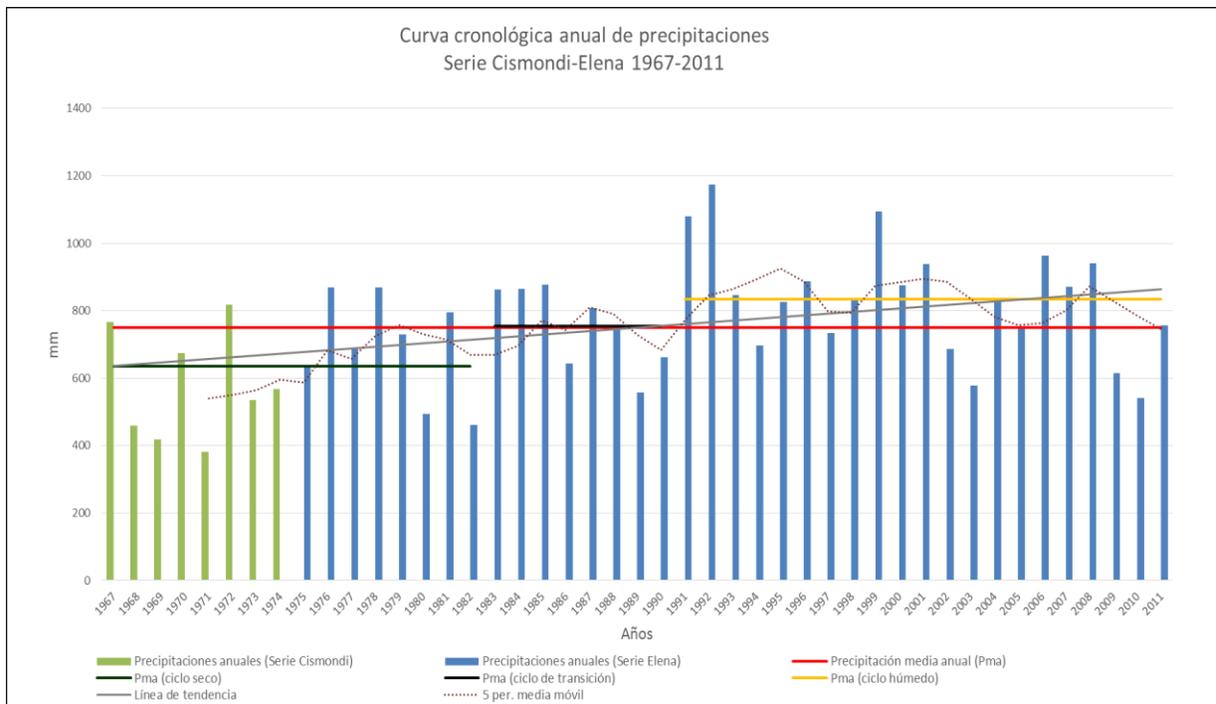


Figura V.3.: Curva cronológica anual de precipitaciones para la serie Cismondi-Elena (1967-2011).

Con respecto a la curva de promedios mensuales de precipitaciones (Fig. V.4.), es posible identificar una distribución bimodal de las mismas, con un pico principal en los meses de Diciembre-Enero, y un pico secundario en Marzo. En adición, el 83,2% de las lluvias anuales se concentran en las estaciones de primavera-verano (Octubre a Marzo), mientras que el 16,8% restante se producen en el período de otoño-invierno (Abril-Septiembre). De este gráfico se desprende que el mes más húmedo es Enero, con un promedio para la serie analizada de 131,5 mm, mientras que el mes menos húmedo es Junio, con un promedio de lluvias de 8,5 mm mensuales.

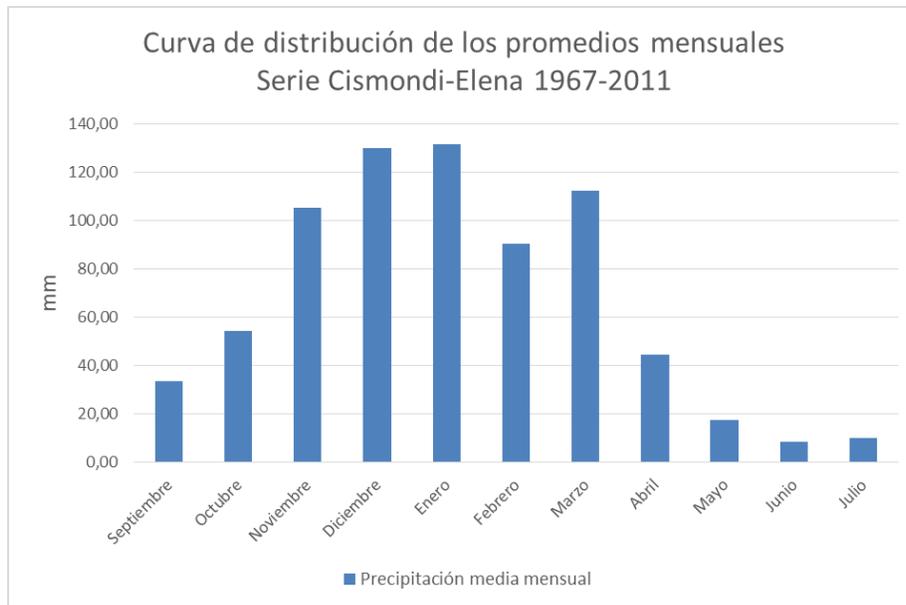


Figura V.4.: Curva de distribución de promedios mensuales de, serie Cismondi-Elena (1967-2011).

Balance hídrico modular

Para alcanzar una adecuada caracterización de las variables de entrada y salida en este sector de la cuenca en estudio, se recurrió a la realización de un balance hídrico modular a partir de la serie pluviométrica Cismondi-Elena (1967-2011) y de datos de temperatura obtenidos de la estación meteorológica de la Universidad Nacional de Río Cuarto. La metodología adoptada fue la propuesta por Thornthwaite y Mather (1955), la cual utiliza los valores de precipitaciones medias mensuales y de evapotranspiración potencial media mensual como variables de entrada.

En primera instancia, se procedió al cálculo de la Evapotranspiración Potencial (ETP), cuya metodología y resultados se muestran en la Tabla V.1. Cabe destacarse que el valor anual promedio de ETP obtenido es de 827 mm, el cual resulta inferior a la Pma de 749 mm calculada previamente para la zona.

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	Total
T°C	23	22	20	16,5	13	10	9	11	13,5	17,5	20	22	197,5
icm	10,01	9,29	8,22	6,10	4,25	2,81	2,48	3,39	4,55	6,55	8,10	9,49	
C1	3,6	3,3	2,8	2	1,3	0,9	0,7	1	1,4	2,2	2,8	3,3	
Días del mes	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	
ETP s/ajustar [mm]	111,6	92,4	86,8	60	40,3	27	21,7	31	42	68,2	84	102,3	
C2	1,22	1,04	1,06	0,94	0,9	0,83	0,88	0,95	1	1,13	1,16	1,23	
ETP ajustada [mm]	136	96	92	56	36	22	19	29	42	77	97	125	827

Tabla V.1.: Cálculo de Evapotranspiración Potencial. Basado en Thornthwaite y Mather (1955).

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P [mm]	132	90	112	45	18	9	10	11	33	54	105	130	749
ETP [mm]	136	96	92	56	36	22	19	29	42	77	97	125	827
P-ETP	-4	-6	20	-11	-18	-13	-9	-18	-9	-23	8	5	
Sum -(P-ETP)	-183	-189	-132	-143	-161	-174	-183	-201	-210	-233		-179	
Reserva agua útil en el suelo [mm]	43	41	61	57	51	46	43	38	36	31	39	44	
Variación de la	-1	-2	20	-4	-6	-5	-3	-5	-2	-5	8	5	
Exceso de agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit [mm]	3	4	0	7	12	8	6	13	7	18	0	0	78
ETReal [mm]	133	92	92	49	24	14	13	16	35	59	97	125	749

Tabla V.2.: Balance hídrico modular de la serie Cismondi-Elena (1967-2011). Basado en Thornthwaite y Mather (1955).

Una vez obtenidos estos datos, se prosiguió con el cálculo del balance hídrico modular propiamente dicho, el cual permite obtener el valor de Evapotranspiración Real (ETR), así como también poder estimar los déficit y excesos medios mensuales para la serie estudiada (Tabla V.2.). La ETR total calculada de esta manera arrojó un valor de 749 mm, coincidiendo con el valor anual de precipitaciones, por lo que puede interpretarse que toda el agua precipitada será posteriormente evapotranspirada, sin producirse excesos hídricos netos en el año. El déficit hídrico calculado es de 78 mm anuales, los cuales representan la diferencia entre los valores de ETP y ETR. Casi todos los meses son deficitarios, siendo Octubre el que presenta mayor déficit. Durante los meses de Noviembre, Diciembre y Marzo, los déficit son nulos, permitiéndose una ganancia de agua en el suelo; sin embargo, esta ganancia no supera la capacidad máxima de retención de los suelos, por lo que no hay excesos (Fig. V.5.).

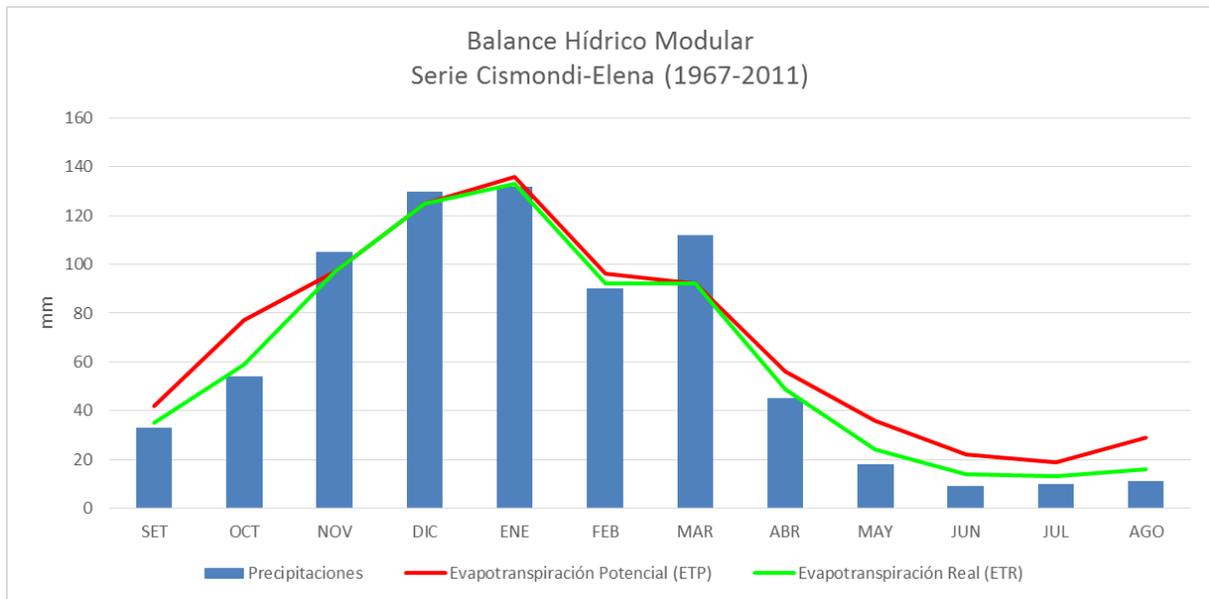


Figura V.5.: Balance Hídrico Modular para la Serie Cismondi-Elena (1967-2011).

A partir de los valores medios anuales de precipitaciones, ETP y ETR obtenidos fue posible clasificar climáticamente el área, utilizando el método de Thornthwaite (1948). Para ello se calculó el índice de eficiencia térmica y el índice hídrico. El primero de ellos se corresponde con el valor de ETP, por lo que es igual a 827 mm. El segundo índice fue calculado mediante la fórmula de Thornthwaite (1948) (Fig.V.6.), obteniéndose un valor de -5,7. De esta manera, la zona puede clasificarse dentro de un clima Mesotermal Subhúmedo-Seco.

$$\text{Índice Hídrico (IH)} = \frac{100 \times \text{excesos de agua} - 60 \times \text{deficiencia de agua}}{\text{Necesidades de agua}}$$

$\text{excesos de agua} = P - ETR$
 $\text{deficiencia de agua} = ETP - ETR$
 $\text{Necesidades de agua} = ETP$

Figura V.6.: Ecuación de Thornthwaite (1948) para el cálculo del Índice Hídrico.

A pesar de que este tipo de balances permite clasificar climáticamente un sector de interés y brindar una idea general sobre las entradas y salidas de un determinado sistema, resulta poco representativo de las variaciones anuales. Esto se debe fundamentalmente al hecho de que utiliza valores de promedios mensuales para el análisis, dejando de lado las

particularidades de cada año y llevando, en ocasiones, a suposiciones erróneas. Un ejemplo de estas últimas podría ser el hecho de que el balance no registre excesos hídricos en los distintos meses del año, siendo que la presencia de éstos es necesaria para explicar la existencia de escurrimientos superficiales y la recarga del acuífero. Para evitar estos conflictos, se recurre a la utilización del balance hídrico seriado, en el cual se trabaja con valores mensuales y se tiene en cuenta la humedad antecedente del suelo, por lo que resulta más representativo de las variaciones que ocurren en el sistema.

Balance hídrico seriado

Con el fin de alcanzar un análisis más detallado sobre el balance de masas en la zona, se procedió a la realización de un balance hídrico seriado de paso mensual de la serie Cismondi-Elena para el período de 1968-2011. El procesamiento de los datos fue realizado mediante el software informático PDIwin (Ravelo y Herrero Machado, 1999); este programa utiliza como variables de entrada los datos de precipitaciones mensuales y un valor de agua útil en el suelo, el cual fue asumido de 150 mm en consonancia con los valores típicos para suelos franco arenosos finos con profundidad de enraizamiento del orden de 1 m. De los valores de salida (ETP, almacenaje, recarga potencial, recarga, agua potencialmente extraíble, agua extraída, ETR y excesos hídricos), fueron analizados y graficados aquellos correspondientes a la ETP y ETR (Fig. V.7.), y a los excesos hídricos (Fig. V.8.).



Figura V.7.: Balance hídrico seriado de paso mensual. Serie Cismondi-Elena 1968-2011.

De manera general, es posible decir que los mayores períodos de déficit y excesos hídricos se dan en los meses de otoño-invierno y verano respectivamente, aunque ocasionalmente algunos meses de verano y primavera pueden presentar valores deficitarios de importancia.

Si bien se mantienen los tres grandes ciclos climáticos definidos previamente para esta serie pluviométrica, a partir de gráficos que relacionan P-ETP-ETR y excesos hídricos con respecto al paso de los meses del año (Fig. V.7. y V.8. respectivamente) se pudo realizar un análisis más detallado. De esta manera, la serie puede subdividirse en 11 ciclos menores alternantes: 6 de ellos se corresponden con períodos secos, mientras que los 5 restantes poseen características de mayor humedad. El primer ciclo coincide con un período más seco, que se extiende de 1968 a 1972, con déficit hídricos durante casi la totalidad del año y nulos excesos hídricos. Los siete años siguientes (1973-1979) se alternan entre períodos de mayores déficit y nulos excesos, con otros de déficit hídrico pequeño y confinado a los meses de invierno, y excesos menores, los cuales se hacen más frecuentes desde 1977 hasta 1979. Durante 1980 y 1981 se desarrolla un pequeño ciclo seco, con déficit moderados y sin excesos hídricos. El período de 1982-1988 es interpretado como un nuevo ciclo húmedo en el cual se produjo un aumento en las precipitaciones, acompañado de mayores excesos hídricos y menor cantidad y magnitud de períodos deficitarios. Los dos años siguientes (1989-1990) representan un período seco menor, con déficit importantes en Julio y Agosto, y sin excesos hídricos anuales. En el lapso de 1991-1996, se desarrolla un nuevo ciclo húmedo, en el cual se registran años con un elevado registro pluviométrico, con períodos menores de déficit a mediados de cada año y eventos importantes de excesos hídricos. Durante 1997 y 1998 se presenta un nuevo ciclo seco, caracterizado por la ausencia excesos hídricos y la presencia de menores valores de déficit. Los cuatro años siguientes (1999-2002) se asocian a un ciclo húmedo, presentando importantes excesos hídricos y valores deficitarios muy pequeños a nulos. Este ciclo es interrumpido por otro más seco en el año 2003, en el cual se observan importantes déficit hídricos en los meses de invierno y primeros meses de primavera, asociados a excesos nulos. El último ciclo húmedo de importancia se desarrolla entre 2004 y 2008, el mismo está caracterizado por presentar excesos hídricos de magnitud considerable en verano y déficit pequeños en los meses de invierno. Los años restantes de la serie (2009-2011) integran un ciclo seco; el año 2009 y sobre todo el 2010, evidencian períodos deficitarios importantes (extendiéndose desde verano a invierno en el año 2010) y nulos excesos, por lo que se esperaría que en este lapso se haya producido un importante descenso en la superficie freática de los acuíferos y en el caudal de base de varios de los arroyos. Para el año 2011 se da un nuevo aumento de las precipitaciones, generando menores déficit y pequeños excesos.

A partir de este balance se pudo estimar que del total de agua precipitada en la zona, un 89% deja el sistema en forma de evapotranspiración, mientras que el 11% restante conforma los excesos hídricos, los cuales pasarán a formar parte de los escurrimientos superficiales o infiltrarán eficazmente hasta recargar el acuífero. Se ha determinado que la tendencia de los excesos hídricos para esta serie es levemente creciente (Fig. V.8.).

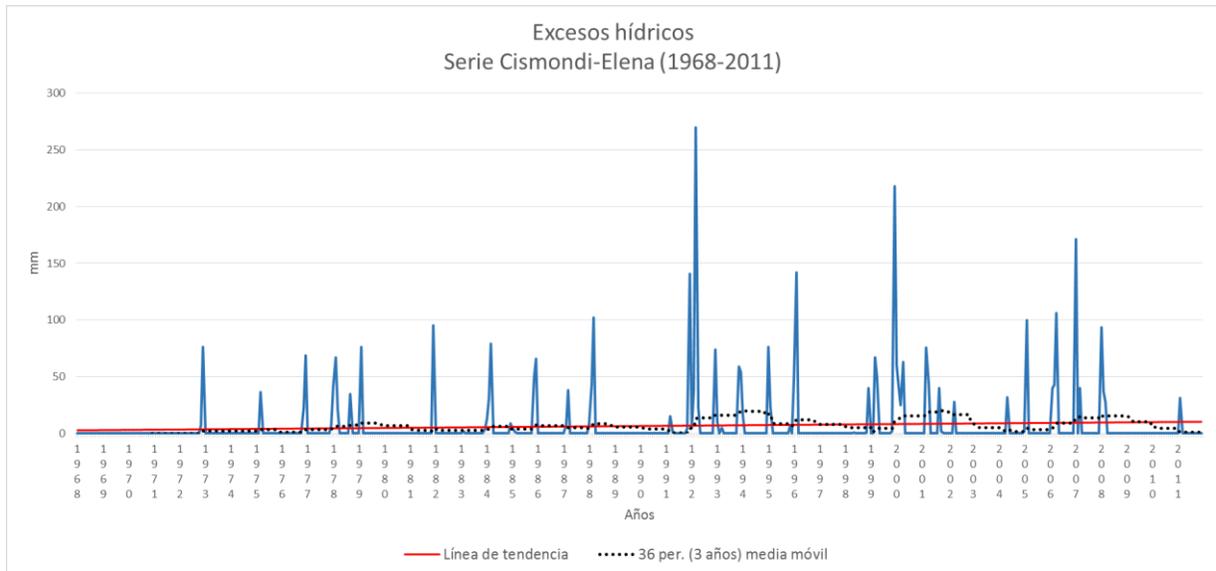


Figura V.8.: Excesos hídricos de la serie Cismondi-Elena (1968-2011).

V.2.2. Caracterización climática de la cuenca media-alta

Para describir la situación climática de este sector de la cuenca, se procedió al análisis de la serie de precipitaciones facilitada por el Sr. Módolo. Esta serie abarca un lapso de 23 años (1982-2004) y se ubica en el sector suroccidental de la cuenca (Fig.V.2.), en la zona correspondiente a la cuenca media-alta.

Análisis de la Serie Módolo (1982-2004)

La precipitación media anual (Pma) calculada para esta serie de datos es de 701 mm. A partir de la realización de una curva cronológica anual de precipitaciones (Fig.V.9.) se pudo evidenciar una fuerte variación en los valores de precipitaciones, a partir de los cuales se

identificaron un ciclo de mayor humedad y otro de mayor aridez, caracterizados por no alejarse en gran medida del valor de Pma. Las precipitaciones más abundantes se concentraron en 1992, alcanzando un valor de 943 mm, mientras que el año más seco fue 1986 con un total de lluvias que no superó los 508 mm.

La serie se inicia con un año seco (1982), al cual le sigue un corto período más húmedo (1983-1985) con un promedio de precipitaciones de 789 mm. El año 1986 interrumpe este ciclo con el registro más bajo de precipitaciones, mientras que el año siguiente (1987) retoma condiciones de mayor humedad. El lapso de 1988-1990 es interpretado como un ciclo seco menor, con un promedio de precipitaciones de 639,7 mm. A continuación, se suceden dos años (1991-1992) con importantes precipitaciones, alcanzando un valor promedio de lluvias de 877 mm. Desde 1993 hasta 1998 se desarrolla el ciclo seco más importante de la serie, con un valor de Pma de 590,5 mm. El período de tres años siguiente (1999-2001) se caracteriza por valores de precipitaciones que superan la media anual de la serie, alcanzando un valor promedio de 811,3 mm. Durante los años 2002 y 2003 retornan las condiciones de menor humedad, con un promedio de precipitaciones de 606,5 mm. En el último año de la serie (2004) se observan precipitaciones totales de 912 mm, las cuales superan ampliamente el valor de la media anual. De manera general, los años que integran esta serie pluviométrica pueden ser agrupados en dos grandes ciclos climáticos, uno de mayor humedad (1982-1992) y otro más seco (1993-2004), los cuales coinciden parcialmente con los previamente definidos para la cuenca baja (Serie Cismondi-Elena, 1967-2011), estando el primer gran ciclo relacionado con el ciclo climático de transición y el segundo de ellos con el “subciclo seco”, que se desarrolla durante los primeros años del ciclo húmedo definido para la zona de cuenca baja.

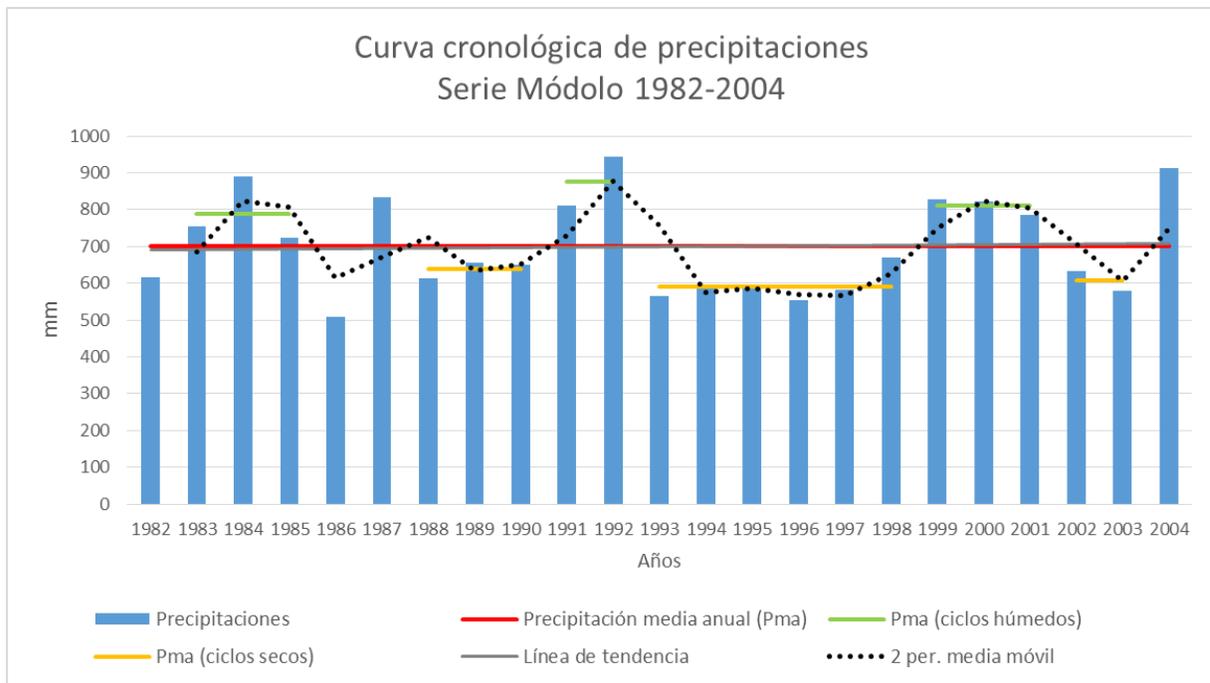


Figura V.9.: Curva cronológica anual de precipitaciones para la serie Módolo (1982-2004).

La tendencia de esta serie no posee una variación significativa, identificándose un incremento muy pequeño a lo largo de los años. Estos datos deberían actualizarse para los años posteriores con el fin de corroborar o modificar esta propensión.

En relación a la distribución mensual de las precipitaciones (Fig.V.10.), ha sido identificada una distribución bimodal, con un pico principal en Enero (122 mm) y uno secundario en Marzo (118,7 mm). A diferencia de la serie anterior, el pico de presentaciones que se observa en Marzo es más importante que las lluvias que ocurren en Diciembre, siendo similares a las que se producen durante el mes de Enero en la cuenca baja. Las lluvias más importantes se observan en el período de primavera-verano (Octubre-Marzo) con un 84,3% del total, mientras que el 15,7% restante se concentra en otoño-invierno (Abril-Septiembre). El mes más seco corresponde a Junio, con un promedio mensual de precipitaciones de 3,3 mm.

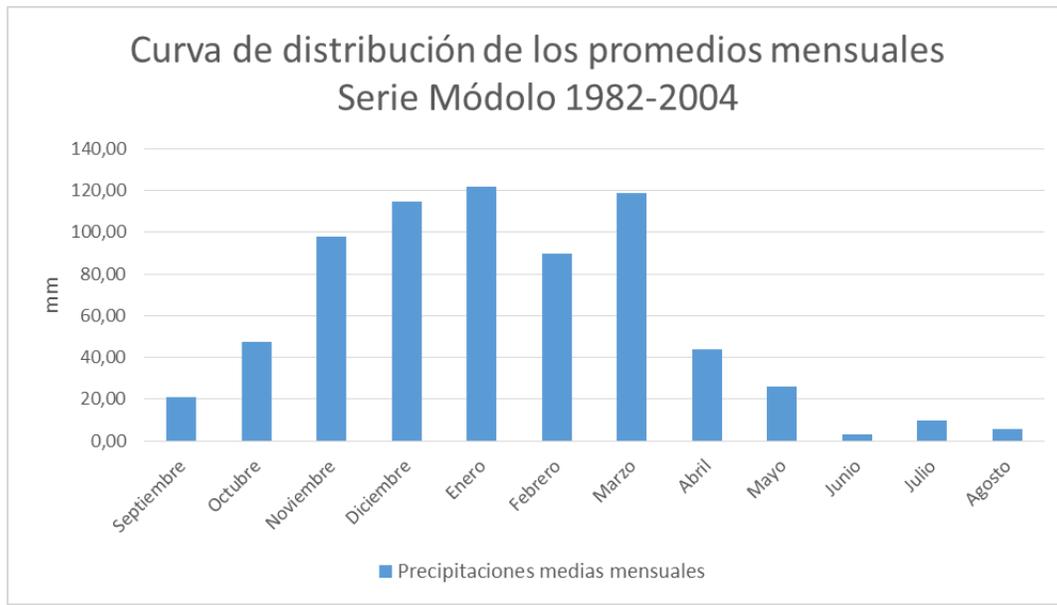


Figura V.10.: Curva de distribución de promedios mensuales de, serie Módolo (1982-2004).

Balance hídrico modular

Este balance se realizó a partir de los datos pluviométricos de la serie Módolo (1982-2004) que se acaba de describir, usándose como en el balance anterior los datos de temperaturas provenientes de la estación meteorológica de la Universidad Nacional de Río Cuarto.

Como se ha mostrado anteriormente, para la cuenca de estudio corresponde un valor de Evapotranspiración Potencial (ETP) media anual de 827 mm. Si se tiene en cuenta que las precipitaciones medias anuales para la zona son de 701 mm, es de esperarse que este balance también resulte deficitario, es decir, con mayor necesidad de agua que la que es aportada mediante las precipitaciones.

Utilizando los datos de precipitaciones y de ETP como variables de entrada, fue posible calcular los valores medios mensuales de Evapotranspiración Real (ETR), excesos y déficit hídricos para esta serie (Tabla V.3.) y realizar el gráfico correspondiente (Fig. V.11). La ETR anual calculada arrojó un valor de 701 mm, coincidiendo con el valor total de precipitaciones por lo que se estima que toda el agua disponible a lo largo del año saldrá del sistema como evapotranspiración. Los excesos hídricos obtenidos son nulos, y los déficit se hacen presentes en 10 de los 12 meses del año, siendo Marzo y Noviembre las excepciones. Del déficit anual

total (126 mm), algo superior al obtenido para la cuenca baja, se obtiene, del mismo modo que en el caso anterior, que el mes más deficitario es Octubre con 25 mm.

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P [mm]	122	90	119	44	26	3	10	6	21	48	98	114	701
ETP [mm]	136	96	92	56	36	22	19	29	42	77	97	125	827
P-ETP	-14	-6	27	-12	-10	-19	-9	-23	-21	-29	1	-11	
Sum -(P-ETP)	-318	-324	-179	-191	-201	-220	-229	-252	-273	-302	-293	-304	
Reserva agua útil en el suelo [mm]	17	17	44	41	38	34	32	27	23	19	20	19	
Variación de la reserva [mm]	-2	0	27	-3	-3	-4	-2	-5	-4	-4	1	-1	
Exceso de agua [mm]	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit [mm]	12	6	0	9	7	15	7	18	17	25	0	10	126
ETReal [mm]	124	90	92	47	29	7	12	11	25	52	97	115	701

Tabla V.3.: Balance hídrico modular de la serie Módolo (1982-2004). Basado en Thornthwaite y Mather (1955).

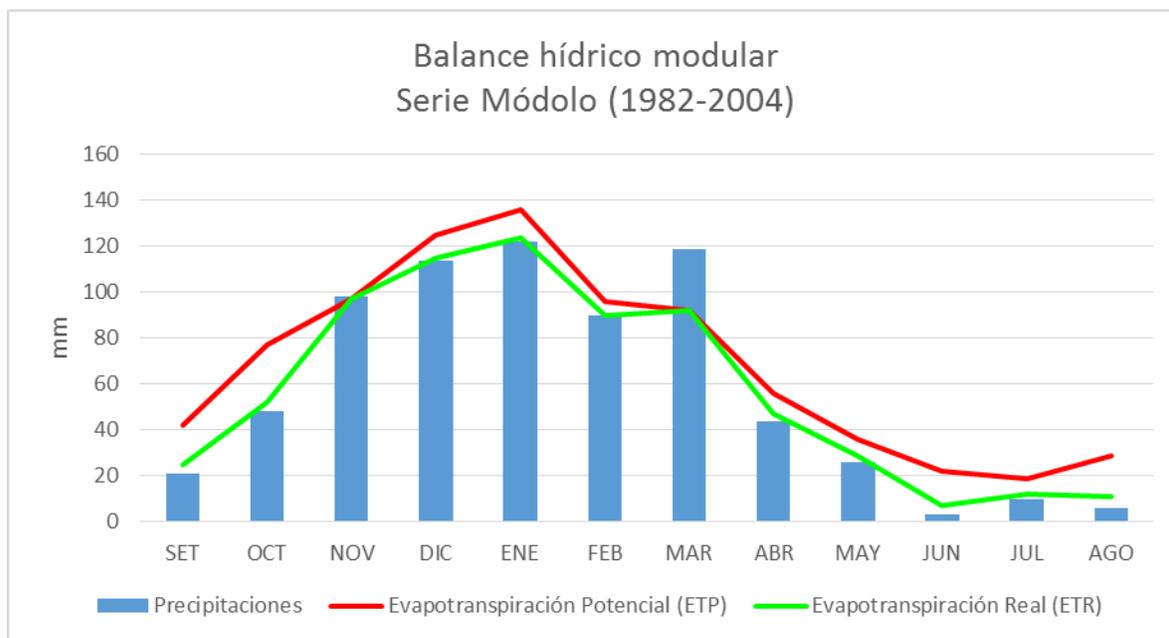


Figura V.11.: Balance hídrico modular para la serie Módolo (1982-2004).

Una vez obtenidos estos valores, se procedió a clasificar climáticamente el sector medio-alto de la cuenca de El Cano siguiendo la metodología de Thornthwaite (1948), la cual fue explicada con anterioridad. De esta manera, se obtuvo nuevamente un clima del tipo Mesotermal Subhúmedo-Seco, similar al caso anterior.

Balance hídrico seriado

Este balance fue realizado a partir de la serie Módolo (1983-2004) mediante el software PDIwin (Ravelo y Herrero Machado, 1999), y permitió desarrollar un análisis más preciso sobre las variables de entrada y salida en este sector de la cuenca del arroyo El Cano. Tal como fuera señalado anteriormente, este programa utiliza los valores de lluvias mensuales de los distintos años de la serie, la ETP promedio mensual para la zona y un valor de humedad antecedente del suelo como datos de entrada; lo que permite obtener como datos de salida la ETR y los déficit y excesos hídricos.

De la interpretación de los gráficos de P, ETP y ETR (Fig. V.12.) y del de excesos hídricos (Fig. V.13.), surge que, al igual que en el balance realizado para el sector de cuenca baja, los períodos mayores de excesos hídricos se dan durante los meses de verano, mientras que los deficitarios se producen fundamentalmente en los meses de otoño e invierno; siendo que ocasionalmente algunos meses de verano y primavera pueden presentar valores deficitarios de importancia. Tanto los años con mayor necesidad de agua como los que presentan excesos hídricos, se presentan de manera alternada y poco espaciados temporalmente, conformando ocho ciclos climáticos húmedos y secos. El primero de ellos se extiende desde 1983 hasta 1985, se corresponden con un ciclo húmedo con poco déficit hídrico, concentrado fundamentalmente en los meses de invierno, y con excesos hídricos notorios principalmente durante 1984, y nulos en 1985. Este ciclo es interrumpido en el año 1986 por condiciones más secas y escasas precipitaciones, donde los déficit de agua se hacen notorios durante todo el año, destacándose aquellos desarrollados en el período otoñal; los excesos son nulos durante este lapso. En los años 1987 y 1988 se retoman condiciones de suelo más húmedas, con valores de excesos hídricos medios a bajos desarrollados fundamentalmente en verano y períodos deficitarios menores en invierno. Los dos años siguientes (1989-1990) se corresponden con un ciclo seco, poseen excesos nulos e importantes déficit, estando concentrados estos últimos en primavera-verano para el año 1989 y en invierno para 1990. Durante 1991 y 1992 se desarrolla un ciclo húmedo, en el cual se produce un importante aumento en las precipitaciones, especialmente en 1992, traduciéndose en los mayores excesos hídricos presentes en la serie y en pequeñas a nulas necesidades de agua. Durante los seis años siguientes (1993-1998), la cantidad de precipitaciones otoñales e

invernales se reduce, desarrollándose un importante ciclo seco con un régimen deficitario para estas estaciones; no se registran excesos hídricos para este período. El año 1994 fue una excepción para este ciclo, donde se dio una distribución más uniforme de las lluvias, por lo que los déficit fueron casi nulos y hasta se alcanzaron excesos hídricos pequeños. Durante 1999-2002 se produjo un ligero aumento en el monto de las precipitaciones conformando un nuevo ciclo húmedo, la magnitud de los períodos deficitarios se redujo y se produjeron moderados excesos hídricos. El año 2003 se destaca por un importante déficit de agua durante los meses de invierno y primavera, y la falta de excesos hídricos. Por último, durante el año 2004 retornaron condiciones más húmedas, con déficit casi nulos y excesos pequeños a moderados. La tendencia de los excesos hídricos para esta serie es bastante estable, pudiéndose observar una muy leve disminución con el paso de los años.

Para completar este análisis se determinó que, a grandes rasgos, del valor promedio de precipitaciones para esta serie (703,8 mm), un 93% (654,5 mm) deja el sistema en forma de evapotranspiración real, mientras que el 7% (46,7 mm) restante conforma los excesos hídricos, los cuales producirán la recarga del acuífero y/o se incorporarán al caudal de los escurrimientos superficiales.

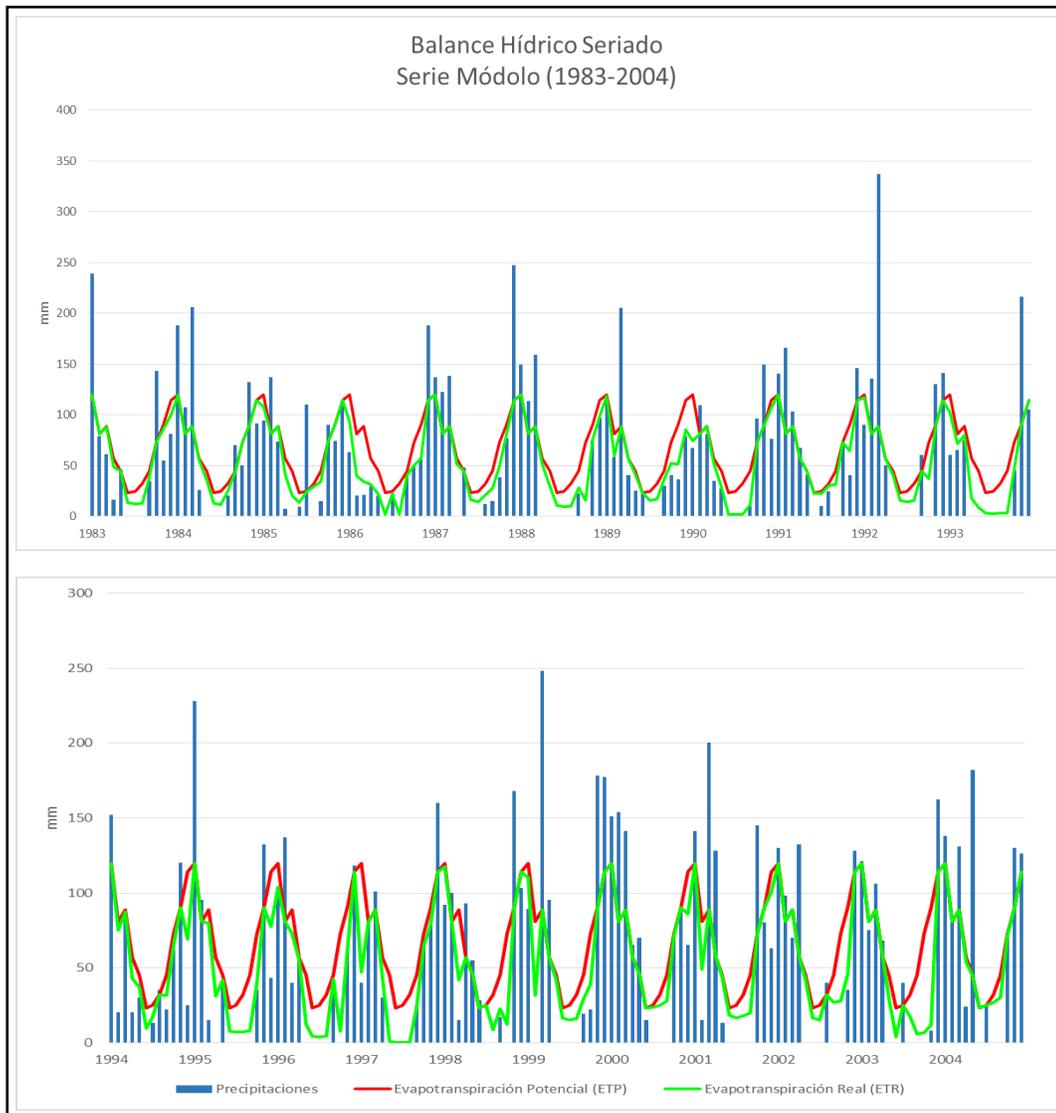


Figura V.12.: Balance hídrico seriado de paso mensual. Serie Módolo 1983-2004.

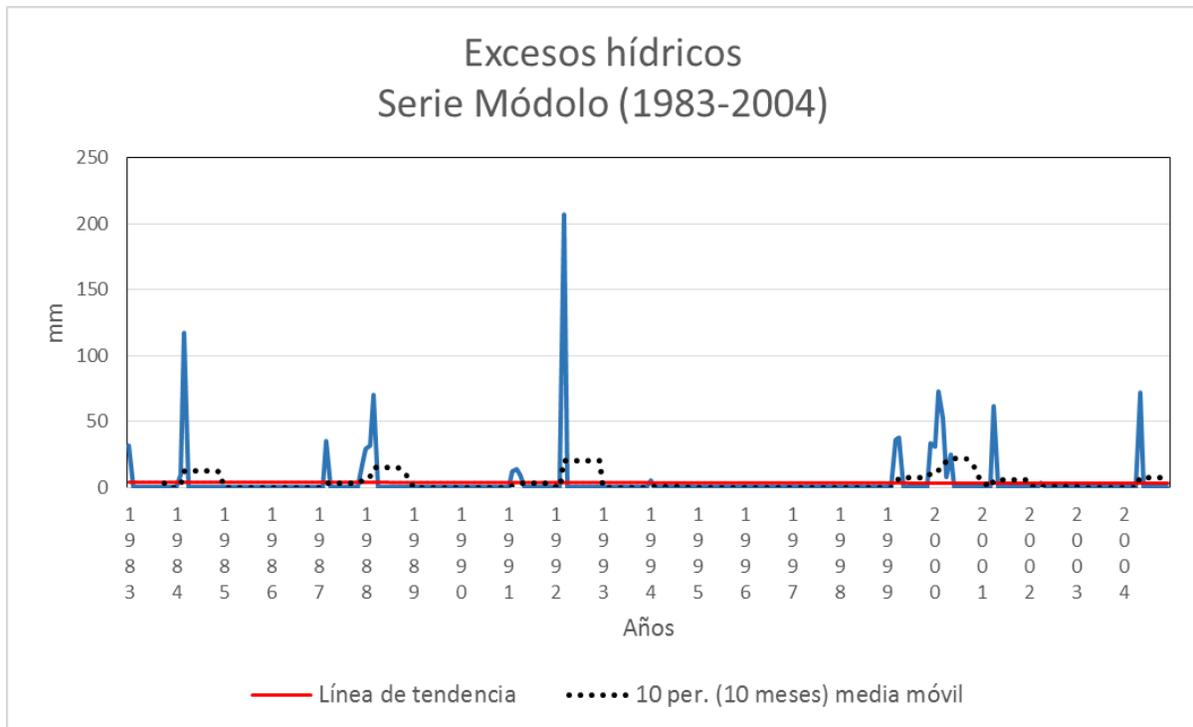


Figura V.13.: Excesos hídricos de la serie Módolo (1983-2004).

CAPÍTULO VI

HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

VI.1. Hidrología superficial regional

Los aspectos geológicos-geomorfológicos del Sur de la provincia de Córdoba, como grandes condicionantes en el comportamiento del agua, permiten definir dos grandes ambientes hidrológicos interconectados: I) el correspondiente a la región serrana y planicies onduladas, caracterizado por la presencia de redes de drenaje organizadas, en general de carácter permanente y nivel freático medianamente profundo; y II) el asociado a las áreas planas o deprimidas donde el drenaje es anárquico, el nivel freático se encuentra a poca profundidad o aflorando, y proliferan los cuerpos lagunares o de bañados. Una característica muy importante en el funcionamiento hidrológico del área es el marcado carácter endorreico que posee la región (Degiovanni y Blarasin, 2005).

La mayor parte de los cursos de agua de la región tienen sus nacientes en las Sierras de Comechingones, donde son fuertemente controlados por el patrón estructural y la litología. En los tramos medios algunos cursos suelen recibir aporte freático, por lo que adquieren carácter permanente, mientras que otros se infiltran a la salida de la sierra, aportando agua al sistema subterráneo. Otros sistemas, en cambio, nacen directamente en el área de llanura por afloramiento del nivel freático en áreas deprimidas, en general, de origen tectónico (Degiovanni y Blarasin, 2005).

Debido a que las precipitaciones dominantes en la región son de alta intensidad, todos los sistemas fluviales tienen un régimen torrencial, el cual se ve favorecido por las características geológicas y el modo de ocupación del territorio en los distintos ambientes

(Degiovanni y Blarasin, 2005). En la región serrana, las rocas de muy baja permeabilidad, las altas pendientes y el régimen de precipitaciones de alta intensidad, provocan escurrimientos rápidos en cortos períodos de tiempo, generándose así crecidas muy importantes; este hecho se ve favorecido por el deterioro de la cubierta vegetal en el área serrana (por sobrepastoreo, quemadas repetidas, etc.), que provocan un aumento del escurrimiento superficial y de los procesos erosivos con los consecuentes incrementos en la carga sedimentaria. La mayoría de las cuencas se resuelven en un único curso colector a la salida de la sierra, lo cual potencia el pico de las crecidas y sus consecuencias socio-ambientales. Las cuencas medias de estos cursos se desarrollan sobre sedimentos limo-arenosos finos, de alta susceptibilidad a la erosión (salvo algunos niveles más resistentes, como la Fm. Pampiano), en relieves periserranos ondulados sometidos a uso agrícola ganadero. El tipo de materiales, las características del relieve y el uso de las tierras, aceleran los procesos erosivos y los escurrimientos superficiales, con el consiguiente deterioro de tierras productivas e infraestructura instalada, a la vez que potencia el caudal líquido y sólido de los cursos colectores. Cuando los cursos de agua pasan de los relieves ondulados a las planicies y depresiones de las cuencas bajas, disminuyen su velocidad y depositan los sedimentos, provocando anegamiento e inundación de tierras. (Blarasin *et al.*, 2000).

Las cuencas que tienen sus nacientes en llanura muestran escasa evolución, con un único curso, en general rectilíneo y sin afluentes. Su funcionamiento está ligado a precipitaciones de alta intensidad local y su organización es muy dependiente de la actividad antrópica, que en la mayoría de los casos suele definir los límites reales de la cuenca. Las divisorias de aguas constituyen extensas áreas de muy bajo relieve, donde leves modificaciones en la pendiente definen la dirección de los escurrimientos. Es común observar que la red vial actúe como colectora de agua en los eventos tempestivos. Los valores de caudales sólidos y líquidos son muy variables para los ríos y arroyos de la zona (Degiovanni y Blarasin, 2005).

La mayor parte de los sistemas superficiales derraman en las llanuras deprimidas del centro-Este de la provincia, que también constituyen áreas de descarga del flujo subterráneo y, por sus dimensiones, son importantes colectoras de lluvias locales. Esta unidad aloja un gran número de cuerpos lagunares y de bañados que constituían el nivel de base terminal de los principales cursos de agua, y que hoy sólo conservan parcialmente su función de receptoras de

agua y sedimentos ya que integran redes de flujos en tránsito hacia las depresiones mayores (Degiovanni y Blarasin, 2005). Particularmente, la cuenca del arroyo El Cano es una de las componentes de la cuenca del arroyo de Tegua, la cual a su vez integra la cuenca de la Depresión del Saladillo. Esta última es la más importante del Sur de Córdoba, ya que es la 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 (Degiovanni y Blarasin, 2005).

La mayoría de los ríos y arroyos tienen aguas de buena calidad, con tenores salinos que varían entre 100 mg/L en el sector serrano, y 1.200 mg/L en las áreas de descarga. Presentan una evolución geoquímica normal, en función del sentido de escurrimiento NO-SE (Degiovanni y Blarasin, 2005). Son aguas que se mantienen bicarbonatadas en todo el trayecto, aunque en cuencas medias y bajas aumenta el contenido de sulfatos y cloruros, debido también a su interacción con el agua subterránea. En el área serrana y pedemontana, son del tipo cálcicas, haciéndose sódicas hacia los sectores más bajos de la llanura. Las lagunas contienen aguas de baja salinidad en la zona medanosa, hasta muy saladas en la región oriental de la provincia. Estas últimas son de régimen permanente por aporte freático y del tipo geoquímico sulfatado y/o clorurado sódico. En algunos sectores se observan procesos de degradación del agua superficial debido a la acción de actividades antrópicas (Blarasin, 2003).

VI.2. Hidrología superficial local

VI.2.1. Introducción

Los límites de la cuenca hidrográfica en estudio fueron definidos mediante un análisis topográfico general de la zona, a partir del cual se pudieron identificar distintos sectores deprimidos del relieve, susceptibles de transportar agua durante lluvias de distinta intensidad, definiendo de esta manera la divisoria de agua principal y las divisorias secundarias. A partir de este análisis fue posible elaborar un mapa de escurrimientos superficiales para la cuenca del arroyo El Cano (Fig.VI.1.), el cual será descripto a continuación.

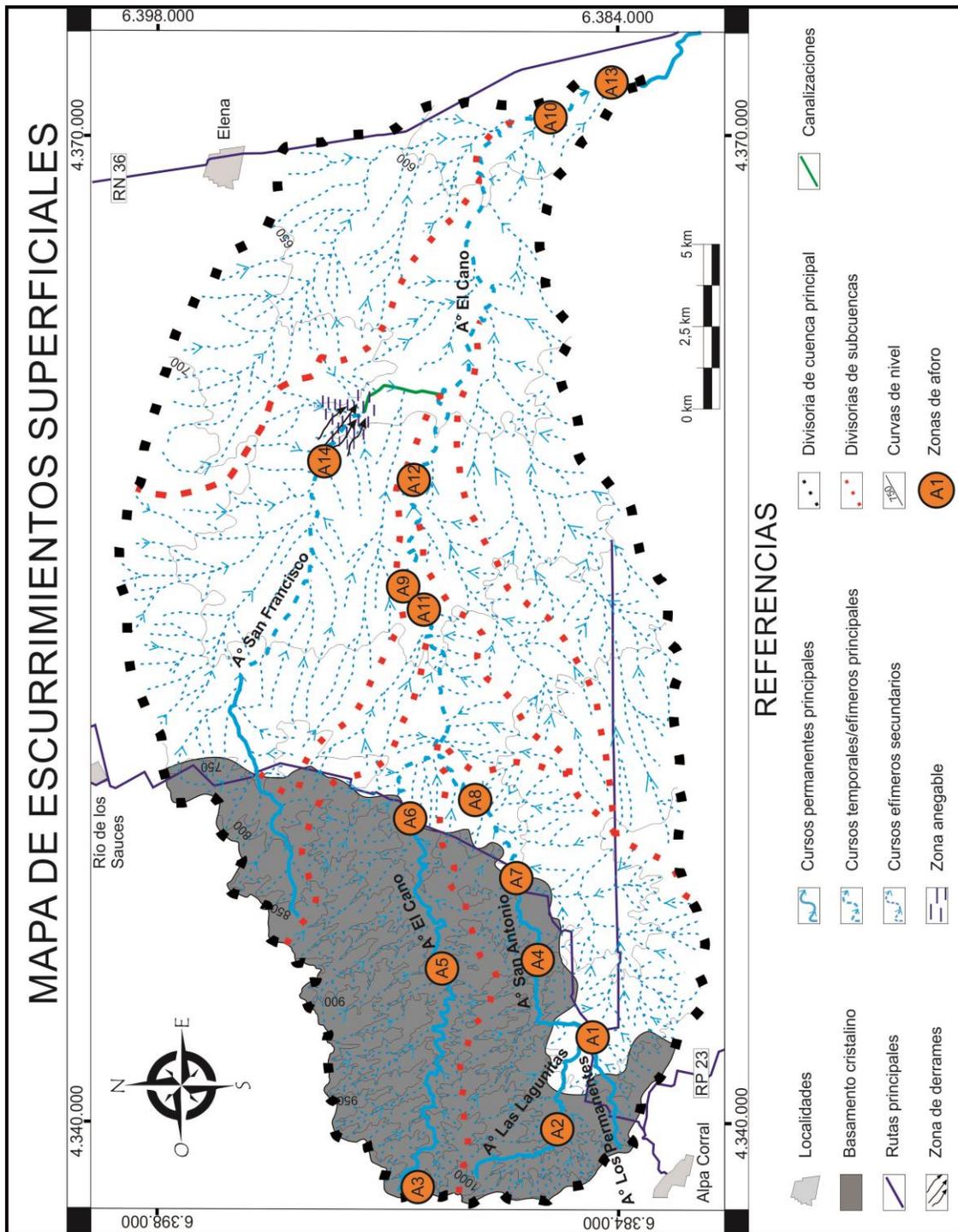


Figura VI.1.: Mapa de escurrimientos superficiales de la cuenca de El Cano.

VI.2.2. Características generales

Si bien la hidrología superficial de la cuenca del arroyo El Cano ha sido bien descrita por Magnante (2011), en la presente tesis se recorrieron los diferentes sectores para actualizar posibles cambios, realizándose además aforos de los cursos de agua. A grandes rasgos, es posible decir que se trata de una cuenca elongada, con una dirección general de escurrimientos con sentido NNO-SSE. Está compuesta por cinco arroyos principales (Las Lagunitas, Los Permanentes, San Antonio, El Cano y San Francisco), todos ellos con nacientes en las serranías y siendo alimentados por numerosos bajos topográficos de orientación variable, que transportan agua durante eventos de tormenta. Los rasgos estructurales juegan un papel dominante en el desarrollo de valles y/o cursos, determinando su morfología y patrones de drenaje (Fig. III.4.).

En consonancia con los patrones regionales, la cuenca del arroyo El Cano puede subdividirse en dos grandes ambientes hidrológicos distintivos, los cuales determinan las características principales de los escurrimientos superficiales que los atraviesan: el ambiente serrano y el ambiente de llanura. El primero de ellos se ubica al Oeste de la cuenca, en el sector de cuenca alta, sobre rocas metamórficas de la Sierra de Comechingones. Está caracterizado por la presencia de cursos tributarios efímeros y temporarios de pequeña longitud, desarrollados preferentemente sobre fracturas, diaclasas y planos de esquistosidad de las rocas aflorantes, con direcciones principales de escurrimiento NO-SE y SO-NE. Estos cursos aportan sus aguas a canales colectores de mayores dimensiones, los cuales poseen un régimen permanente por aporte freático y se orientan predominantemente en dirección O-E a SO-NE, siguiendo la traza de fallas de carácter regional. La litología poco permeable y las elevadas pendientes de este ambiente, condicionan un régimen torrencial durante los eventos de tormentas, con picos de crecida bien marcados. La red de drenaje en este ambiente posee una morfología dendrítica subangular a angular.

El segundo ambiente está caracterizado por canales tributarios de mayor longitud, con menor densidad de drenaje y mayor número de orden. Los cursos que aquí se desarrollan poseen un régimen efímero luego de atravesar el pedemonte; sin embargo, durante ciclos climáticos de mayor humedad, algunos de ellos pueden alcanzar un régimen temporario. En general, estos cursos se ubican siguiendo los patrones estructurales dominantes, con

direcciones principales NO-SE y SO-NE. Los escurrimientos que componen este ambiente pueden tener un colector principal bien definido o estar representados por una modalidad de flujo en manto o levemente encauzado, con redes de drenaje en vías de integración y sin exhibir un colector jerarquizado. En períodos de intensas lluvias, estos cursos adquieren caudales de magnitudes considerables, generando importantes picos de crecida en el colector principal y resultando en eventos de erosión fluvial. Con el fin de disminuir los efectos negativos de estos eventos de crecida, los pobladores del lugar y organismos oficiales, municipales y provinciales, han realizado una serie de intervenciones sobre los cursos y en bajos que conducen agua en los interfluvios (canalizaciones, albardones, vados, etc.). Hacia el extremo oriental de la cuenca, los cursos tributarios se resuelven en un único curso colector, el cual está fuertemente controlado por las estructuras tectónicas (Falla El Cano y Falla Chucul). La red de drenaje en este ambiente es dendrítica a subparalela.

De manera más detallada, es posible decir que el arroyo El Cano tiene sus nacientes en la ladera oriental de la Sierra de Comechingones, dentro del sector serrano de la cuenca. Su desarrollo está fuertemente controlado por estructuras menores en cuenca alta, por la Falla del Cano en cuenca media, y por la Falla de Chucul en cuenca baja, la cual le imprime un fuerte cambio de dirección hacia el SSE. Se trata de un curso permanente en el sector serrano (Fig. VI.2.a), tornándose temporario (durante períodos húmedos) a efímero (durante períodos secos) aguas abajo, debido a la infiltración de sus aguas a través de los materiales permeables cuaternarios que componen el ambiente sedimentario (Fig. VI.2. b. y c.), volviendo a ser permanente aproximadamente 180 m aguas arriba de su confluencia con el arroyo de Tegua (Magnante, 2011), el cual constituye su nivel de base local. Testimonios de personas residentes en el lugar, han señalado que durante los períodos climáticos húmedos este curso puede adquirir un régimen temporario durante parte de su recorrido. Su línea de trazado en planta es rectilínea a levemente sinuosa.

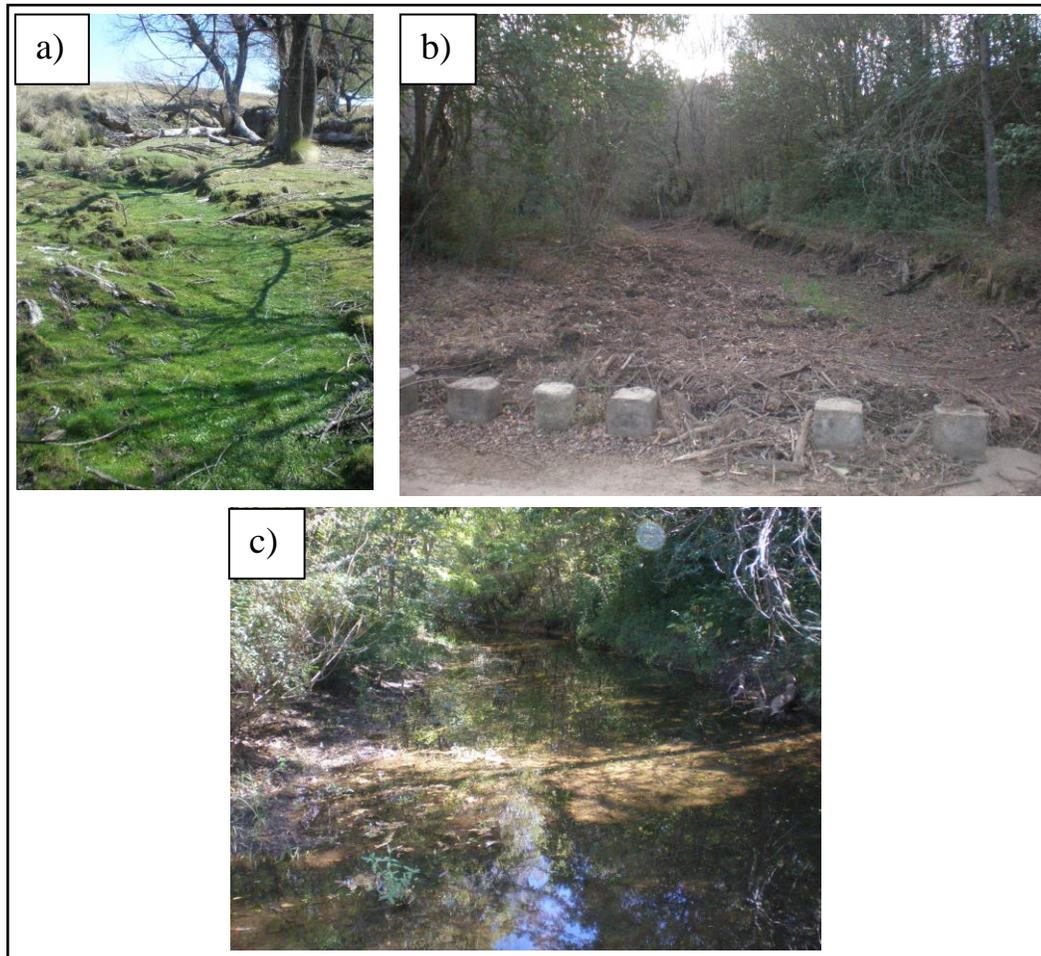


Figura VI.2.: Régimen hidrológico del A° El Cano. **a)** Permanente en sus nacientes (A3) -12/09/2012-. **b)** Efímero en el cruce con la RP 23 (A6) -12/09/2012-. **c)** Temporario en el cruce con la RP 23 (A6) -16/04/2013-.

El arroyo San Francisco, al igual que el arroyo El Cano, tiene sus nacientes en el sector serrano. Su dirección en el sector serrano y pedemontano está fuertemente influenciada por la Falla San Francisco, alineándose según fallas menores durante su recorrido por la zona de llanura. Presenta un régimen permanente durante la primera parte de su recorrido, infiltrándose varios kilómetros aguas debajo de su salida del sector serrano, luego de atravesar el pedemonte. Posee un trazado rectilíneo a levemente sinuoso; su tramo final ha sido canalizado con el fin de disminuir las áreas inundables, aumentando así zonas potencialmente cultivables.

Los arroyos Las Lagunitas y Los Permanentes (Figs. VI.3.a y b) poseen rasgos similares, siendo ambos cursos tributarios del arroyo San Antonio. Tienen sus nacientes en el sector serrano y se caracterizan por su régimen permanente durante todo su recorrido, con un caudal

de base de magnitud variable. Su trazado es rectilíneo con pequeñas sinuosidades subordinadas, y un marcado control estructural, causante de variaciones bruscas de ángulos rectos en su recorrido.

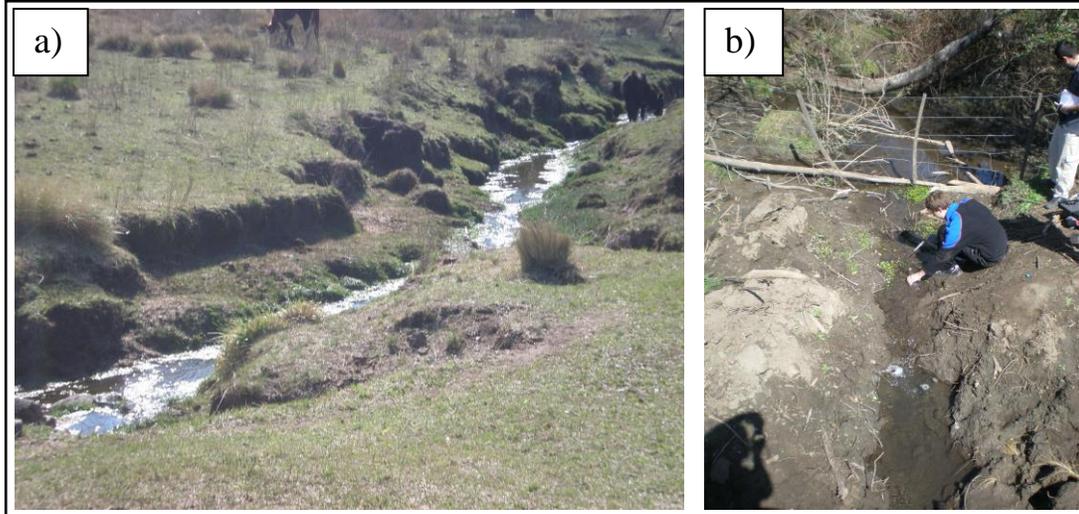


Figura VI.3.: a) A° Los permanentes (visto aguas abajo) en estación de aforo A1. b) A° Las Lagunitas (visto aguas arriba) en la estación de aforo A2.

El arroyo San Antonio nace en las serranías como resultado de la confluencia de los arroyos Las Lagunitas y Los permanentes. Se trata de un curso de régimen permanente en el sector serrano, infiltrándose y tornándose efímero al alcanzar los materiales sedimentarios del piedemonte (Figs. VI.4.a y b). Su trazado es rectilíneo con pequeñas sinuosidades asociadas y cambios bruscos de dirección en ángulos rectos, evidenciando un fuertemente control estructural.

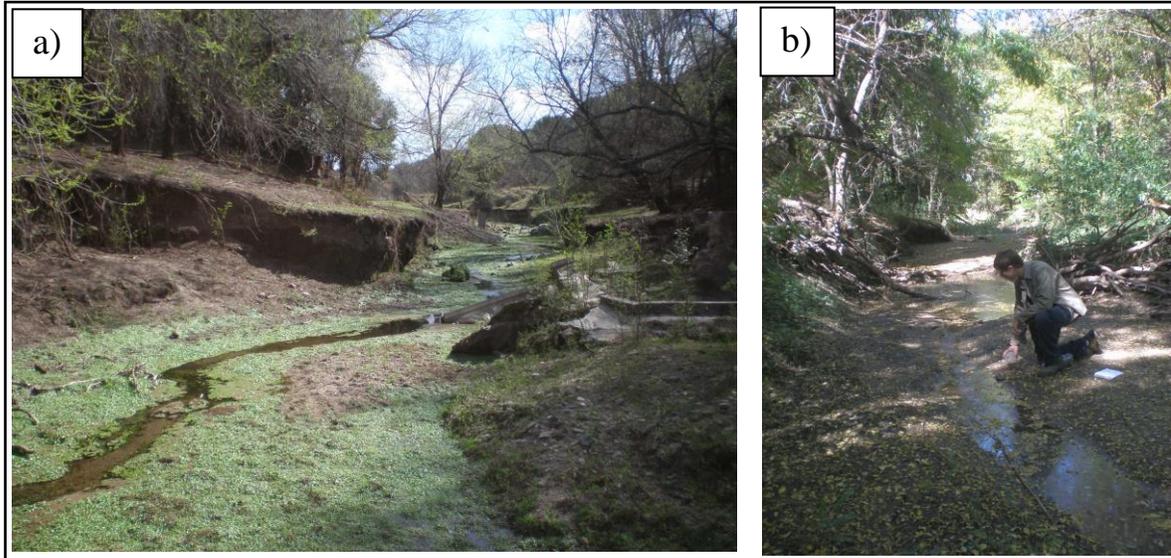


Figura VI.4.: Régimen del A° San Antonio. **a)** Régimen permanente en su tramo medio (sección de aforo A4, visto aguas arriba)-12/09/2012-. **b)** Curso temporario, sector donde forma una pequeña laguna donde infiltra, para luego tornarse efímero (sección de aforo A7, visto aguas abajo) -16/04/2013-.

VI.2.3. Hidrometría

El caudal líquido de un río o arroyo, es el resultado de la sumatoria de los caudales superficial (en manto), subsuperficial, subterráneo de base y de las precipitaciones que caen sobre el mismo. Con el fin de conocer los caudales en función del tiempo de los escurrimientos superficiales que componen la cuenca de El Cano, se seleccionaron catorce estaciones de aforo (A1-A14) distribuidas a lo largo de la cuenca (Fig. VI.1.). Estos sitios fueron visitados en los meses de Septiembre de 2012 y Abril de 2013, y aforados siguiendo el método del flotador; los resultados obtenidos se muestran en la Tabla VI.1.

Nº de Aforo	Arroyo aforado	Caudales líquidos (m ³ /s)	
		12/09/2012	16/04/2013
A1	Los Permanentes	0,07	-
A2	Las Lagunitas	0,008	-
A3*	El Cano	-	-
A4	San Antonio	0,01	-
A5	El Cano	0,06	-
A6	El Cano	0	0,15
A7	San Antonio	0	0,001
A8	San Antonio	0	0
A9	El Cano	-	0
A10	El Cano	0	-
A11	El Cano	0	0
A12	El Cano	0	0
A13	El Cano	0	0
A14	San Francisco	-	0

Tabla VI.1.: Valores de caudales líquidos para las estaciones de aforo. Con “-“ se indican los sitios que no fueron aforados en la fecha señalada.

(* Si bien se observó la presencia de agua en la estación A3, la casi nula circulación de la misma y la presencia de vegetación en el cauce impidieron que la medición se lleve a cabo).

A partir de estos resultados, es posible decir que, en general, los caudales son pequeños, del orden de 0,05 m³/s, por lo que son interpretados fundamentalmente como caudales base de estiaje, donde toda el agua de los cursos es aportada por el nivel freático. Los mayores caudales evidenciados en el mes de Abril son explicados como consecuencia de los excesos hídricos ocurridos durante el período húmedo primavera-verano, mientras que los menores caudales registrados durante Septiembre podrían deberse a la finalización del período deficitario correspondiente a los meses de otoño-invierno (ver capítulo V -Aspectos climáticos-).

Los caudales más elevados fueron reconocidos en los tramos aforados del arroyo El Cano. El arroyo Los Permanentes es el segundo más caudaloso, seguido en magnitud por el arroyo San Antonio. El pequeño valor de caudal presente en las nacientes del arroyo El Cano (sección de aforo A3) se debe a su posición geográfica, la cual es muy cercana a la divisoria occidental de la cuenca, donde las reservas que puede aportar el acuífero no son significativas. Los valores bajos observados en la sección A7 se deben a que se trata de la zona de infiltración del curso, donde su caudal se ve reducido hasta conformar una pequeña laguna de

infiltración. La ausencia de agua en varios de los sitios aforados, dan cuenta del carácter efímero que presentan muchos de los cursos de la región.

Los bajos valores de velocidad y caudal registrados en toda la cuenca, permiten suponer que la dinámica erosiva-sedimentaria se da principalmente mediante los caudales de crecida. Estos eventos suelen estar asociados a problemas de infraestructura, lo que ha sido confirmado por testimonios de varios pobladores del lugar: El Sr. Carrizo (residente del sector de cuenca media-alta) recuerda una gran crecida del arroyo San Antonio, asociado a importantes precipitaciones durante los meses de verano del año 1978 (419 mm durante Enero, Febrero y Marzo), que "llevó el vado" situado sobre la RP 23; de la misma manera, el Sr. Tesio (residente del sector de cuenca media) recuerda una tormenta muy intensa durante los meses estivales de 1992 (las precipitaciones caídas durante los meses de Enero, Febrero y Marzo alcanzaron los 600 mm), durante la cual se produjo la expansión de uno de los meandros del arroyo El Cano, produciendo el corte de un camino rural. Magnante (2011) ha estimado que los caudales de crecida para el arroyo San Antonio en su sector de cuenca media-alta es de 180 m³/s, mientras que para el arroyo El Cano en el sector de cuenca media es de 220 m³/s , alcanzando para su desembocadura un valor aproximado de 260 m³/s.

Desde el punto de vista de las relaciones agua superficial-agua subterránea, debe destacarse el hecho de que todos los arroyos relevados se infiltren al pie de la sierra, ya que esto implica importantes masas de agua que son aportadas al acuífero libre. Así, si se toma un caudal de estiaje del orden de 0,15 m³/s, medido para el arroyo El Cano, que se ha verificado a campo que se infiltra, se está en presencia de una masa de agua promedio que es aportada al subsuelo de 12.960 m³/d o bien 4.730.400 m³/año, cifra por demás significativa en lo que respecta a la recarga al acuífero.

VI.2.4. Hidroquímica

Para una mejor caracterización del sector de cuenca alta del arroyo El Cano, se procedió al análisis físico-químico de las muestras de agua superficial recolectadas (aforos A1 a A7), cuyos resultados son mostrados en la tabla VI.2. No se obtuvieron muestras de los sitios de

aforo ubicados en el sector extraserrano, debido a que los cursos superficiales se infiltran a la salida del sector serrano. Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Geoquímica, dependiente del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto.

Nº Muestra	Arroyo muestreado	pH	CE [µS/cm]	S.D.T. [mg/L]	CO ₃ ⁼ [mg/L]	CO ₃ H [mg/L]	SO ₄ ⁼ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Ca ⁺² [mg/L]	Mg ⁺² [mg/L]	As [µg/L]	F [mg/L]	NO ₃ ⁻ [mg/L]	NO ₂ ⁻ [mg/L]
A1	Los Permanentes	7,8	874	611,8	0	525	33,43	10	134,48	13,63	51,2	20,73	4	0,6	3	0
A2	Las Lagunitas	7,8	343	240,1	0	200	33,83	7,14	13,14	3,96	50,8	10,24	0	0,32	0	0
A3	El Cano	7,8	433	303,1	0	225	32,25	14,29	13,14	3,37	69,6	9,76	0	0,34	18	0
A4	San Antonio	8,3	420	294	7,27	217,5	33,83	8,57	36,40	6,45	51,2	12,20	0	0,34	0	0
A5	El Cano	7,8	257	179,9	0	137,5	16,52	22,86	14,16	4,98	33,2	8,78	0	0,27	0	0
A6	El Cano	7,69	257	179,9	0	166,25	21,24	5,71	8,09	3,52	34,4	5,85	0	0,23	1,4	0
A7	San Antonio	8,37	431	301,7	1,21	283,75	22,03	8,57	23,26	6,01	50,8	11,71	1	0,4	0	0

Tabla VI.2.: Resultados del análisis físico-químico de las muestras de aguas superficiales.

A partir de estos datos, se pudo determinar que se trata de aguas levemente alcalinas (con un valor de pH medio de 7,94) y dulces; con Conductividades Eléctricas (CE) promedio de 357 µS/cm, con excepción de la muestra A1, la cual evidencia mayores valores de CE y sales disueltas totales. Las aguas de los arroyos El Cano y Las Lagunitas son las más dulces, seguidas por aquellas del arroyo San Antonio. Los mayores tenores de salinidad observados en las nacientes del arroyo El Cano (aforo A3) se explican por encontrarse el agua estancada en este sector y sujeta a procesos de contaminación. Si bien se mantienen dentro de valores bajos, las aguas del arroyo Los Permanentes (aforo A1) poseen un valor de CE que duplica los valores anteriores; esto puede deberse a la presencia de ganado bovino pocos metros aguas arriba del sector de muestreo (Fig. VI.5.), cuyas heces y excreciones pueden generar una leve contaminación del arroyo.

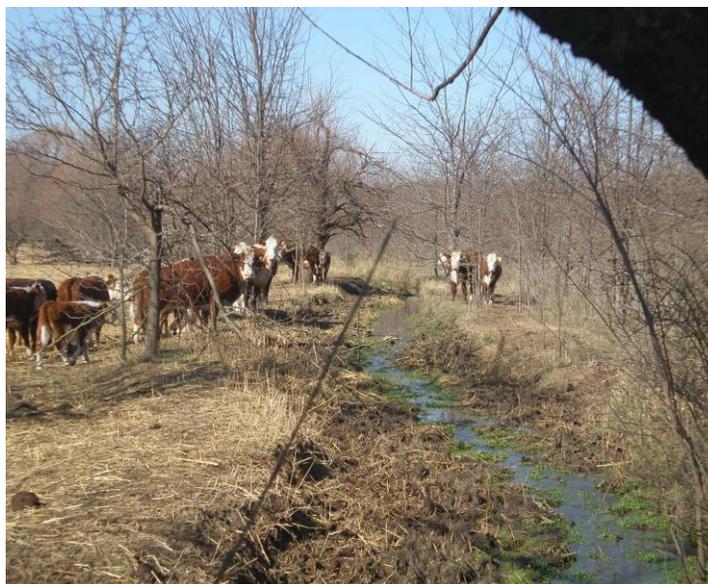


Figura VI.5.: Ganado bovino abasteciéndose de las aguas del arroyo Los Permanentes, pocos metros aguas arriba de la sección de muestreo.

De acuerdo a sus iones mayoritarios estas aguas son clasificadas como bicarbonatadas cálcicas, con Sodio como catión secundario. La muestra A1 presenta tenores de Na^+ y HCO_3^- muy superiores al resto de las muestras, siendo clasificada como bicarbonatada sódica. Este hecho puede deberse al evento de contaminación por ganado bovino descrito anteriormente.

Con respecto a los elementos minoritarios, es posible decir que, para todas las muestras, los valores de NO_3^- son muy bajos a nulos, indicando poca degradación del recurso. Los valores más elevados de este elemento se observaron en la muestra A3, correspondiente al sector de cuenca alta del arroyo El Cano; una posible explicación puede encontrarse en la presencia de abundantes heces de ganado ovino en los interfluvios (Fig.VI.6.), a pocos metros de las aguas del arroyo. Es posible que los nitratos presentes en estos desechos orgánicos sean lixiviados hasta alcanzar el curso, siendo este último incapaz de diluir la carga contaminante debido a su escasa velocidad de circulación.

En general, se observa una correlación entre los tenores de As^- y F^- para las muestras analizadas, coincidiendo los valores más elevados y más bajos en los distintos sitios de aforo. A grandes rasgos, se observaron tenores nulos a muy pequeños en todas las muestras para estos dos elementos. Los valores más elevados, si bien se mantienen bajos en general, se observaron en la muestra A1, y están asociados a la mineralogía presente en los materiales

sedimentarios que conforman el lecho del curso (ver capítulo IV –Geomorfología local). La relación entre estos iones y la mineralogía de la zona será tratada en el capítulo siguiente.



Figura VI.6.: Excretas animales presentes a pocos metros de la sección de aforo A3.

CAPÍTULO VII

HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

VII.1. Hidrología subterránea regional

VII.1.1. Hidrolitología e hidroestratigrafía

Las estructuras geológicas de carácter regional, por haber sido un condicionante fundamental en la evolución geológica Cuaternaria y pre-Cuaternaria, y en la sedimentación tanto marina como continental de la región, han influido en la actual disposición del agua superficial y subterránea del Sur de la provincia de Córdoba (Blarasin y Cabrera, 2005).

Según el esquema hidroestratigráfico e hidrolitológico regional (Fig. VII.1.), el acuífero freático se aloja principalmente en materiales cuaternarios eólicos y fluviales de origen continental, siendo común en algunos sectores la presencia de acuíferos más profundos con distintos grados de confinamiento. Los materiales de mejor aptitud acuífera (Fm. Chocancharava, Fm. Las Lajas y otros de granulometrías gruesas a diversas profundidades), están fundamentalmente vinculados a las fajas fluviales de los principales ríos y arroyos, y poseen elevados valores de conductividad hidráulica y transmisividad. El resto de los materiales, predominantemente eólicos y aluviales finos, aloja un acuífero freático de características pobres (Fm. La Invernada, Fm. Laguna Oscura, etc.). A mayor profundidad pueden distinguirse dos ambientes diferentes de sedimentación, de origen continental (Fm. Tigre Muerto) al occidente, y continental y marino (Fm. Paraná, Fm. Chaco, etc.) al oriente, cuyos sedimentos de edad terciaria, alojan los principales acuíferos confinados de la región (Blarasin, 2003; Blarasin y Cabrera, 2005; Maldonado, 2013).

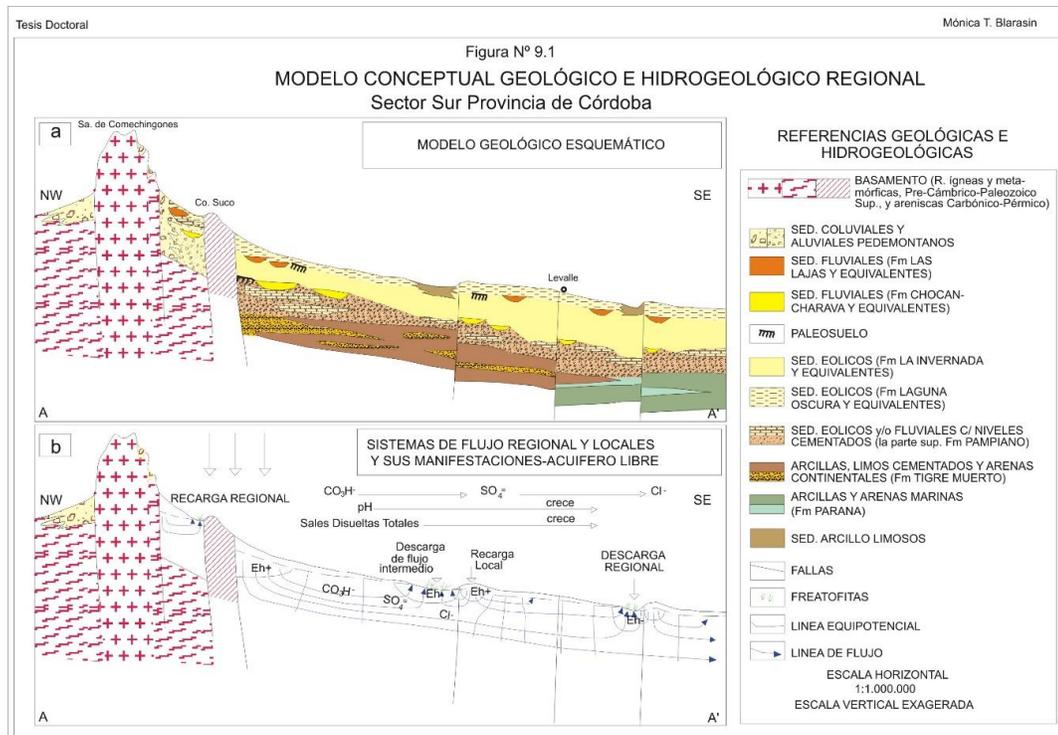


Figura VII.1.: Esquema geológico-hidrogeológico regional del Sur de Córdoba. Tomado de Blarasin (2003).

Según sus características principales, los acuíferos freáticos de esta región pueden ser subdivididos en dos grandes zonas (zona serrana y zona de llanura), las cuales a su vez pueden diferenciarse en dos sub-ambientes distintos.

Dentro del sector serrano adquieren particular importancia los acuíferos desarrollados en **medios fracturados** y en **medios clásticos**. Los primeros de ellos se alojan en los sistemas de fracturas y diaclasas que poseen las rocas del basamento que afloran en las sierras. Se trata de un sistema acuífero con permeabilidad secundaria (con niveles freáticos virtuales), de cualidades pobres en cuanto a su capacidad para conducir el fluido, pero de importancia en la dinámica hidrológica regional y local, y en las características químicas del mismo. El agua circulante en la roca aporta al medio clástico alojado en los valles y, además, da lugar a manantiales, permanentes o temporarios, de escaso caudal. Por otro lado, el acuífero en medio clástico está constituido por sedimentos de edad cuaternaria que rellenan los valles intermontanos. En estos sistemas, el agua se incorpora a través de la infiltración de lluvias locales y del aporte de agua de las rocas circundantes. Los materiales que rellenan los valles tienen espesores variables (entre 1 y 20 m), son limo-arenosos, arenosos y areno-gravosos y,

de acuerdo a sus características, se les adjudican conductividades hidráulicas medias a altas (1-10 m/d) (Blarasin y Cabrera, 2005).

Para la zona de llanura adquieren relevancia los acuíferos desarrollados fundamentalmente sobre dos ambientes. Los **acuíferos en las fajas fluviales de importancia** están compuestos por materiales generalmente gruesos (arenas finas, gruesas y gravas), vinculados a paleocauces, que alojan un acuífero excelente en cuanto a su rendimiento y calidad. Debido a los importantes espesores (20-40 m), y a la alta conductividad hidráulica (5-50 m/d) y transmisividad (100 a 4.000 m²/d) de estos depósitos, los caudales potencialmente extraíbles son elevados. Numerosos sectores del área pedemontana y de llanuras onduladas, en donde se han atravesado depósitos pertenecientes a antiguos paleocauces, si bien muy localizados, muestran también muy interesante potencialidad acuífera, con conductividades hidráulicas medianas a altas. Por otro lado, los **acuíferos presentes en el resto de la llanura cordobesa**, se corresponden con sedimentos fluviales en posiciones medias y distales, y con todas aquellas planicies intermedias, deprimidas y mal drenadas, compuestas por materiales eólicos. En esta zona, el acuífero es bastante homogéneo y está compuesto por materiales predominantemente arenosos, limosos y limo-arcillosos, con abundantes niveles de cementaciones carbonáticas. Las conductividades hidráulicas se encuentran comprendidas en valores de 10⁻³ hasta 1 m/d, los bajos valores suelen compensarse con potencias sedimentarias muy importantes, generando importantes transmisividades (Blarasin y Cabrera, 2005).

De acuerdo a los datos aportados por las perforaciones disponibles, Blarasin y Cabrera (2005) determinaron que la base del acuífero libre es, en numerosos sectores, una formación acuícluda de materiales arcillosos, yacente a una profundidad muy variable. Particularmente en áreas pedemontanas, el hidroapoyo del acuífero freático puede estar constituido directamente por el basamento, aunque la profundidad de la roca es variable.

Los acuíferos confinados yacen a diferentes profundidades, en general por debajo de los 120 metros, y poseen características hidráulicas y químicas muy variables, condicionadas por la historia geológica de la región (Blarasin y Cabrera., 2005).

VII.1.2. Hidrodinámica

En la región estudiada, la configuración geológico-geomorfológica en bloques que basculan al Este-Sudeste, es el principal condicionante de los flujos intermedios y regionales del agua subterránea que definen las principales áreas de recarga y descarga, y los principales procesos hidroquímicos (Blarasin y Cabrera, 2005).

Dentro de los patrones de circulación del acuífero freático, se observa una jerarquización de los flujos, distinguiéndose niveles locales, intermedios y regionales que interactúan con el ambiente, cumpliendo mecanismos de movilización, transporte (distribución) y acumulación de solutos. A nivel regional se observa que la dirección regional del flujo subterráneo es NO-SE (Fig. VII.2.). Los gradientes hídricos del agua subterránea son más altos en el ámbito occidental, adquiriendo valores más bajos en el área deprimida ubicada al Este de la falla Alejandro-Pampayasta (Blarasin y Cabrera, 2005).

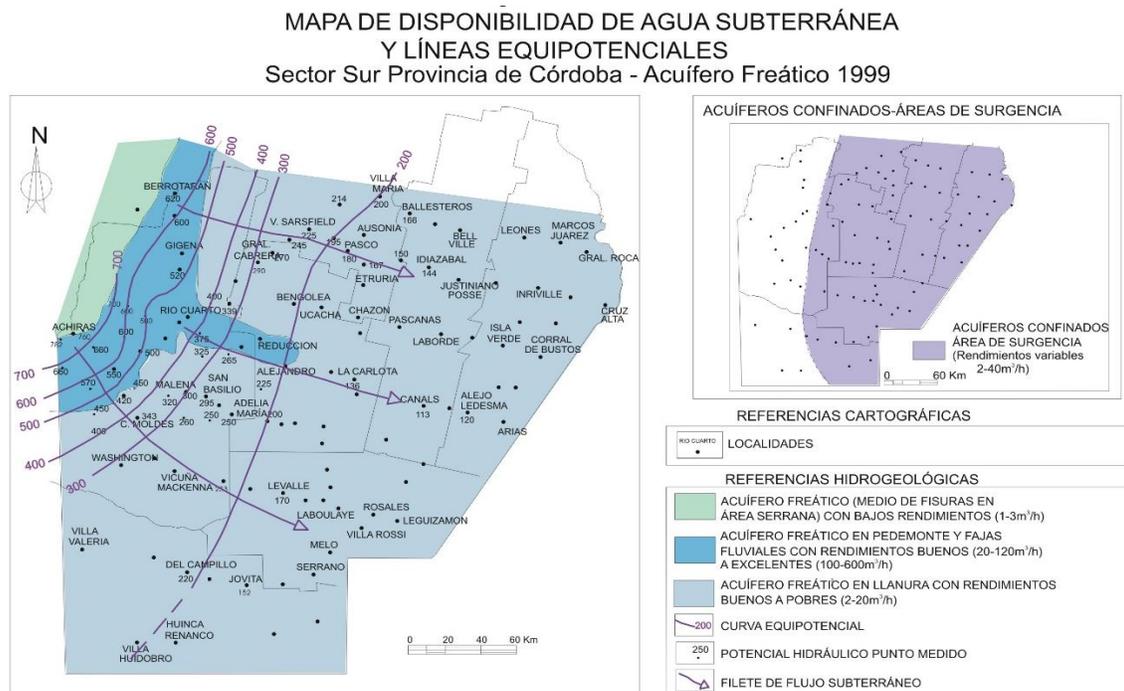


Figura VII.2.: Mapa de líneas equipotenciales para el Sur de la provincia de Córdoba. Tomado de Blarasin (2003).

La profundidad a la que se puede encontrar el nivel freático está fundamentalmente condicionada por el relieve y fluctúa en respuesta a las lluvias de las estaciones y/o años más

húmedos. La morfología de la capa freática es muy variable, y depende de las características locales de cada sector, pudiendo ser plana, suavemente ondulada o radial (Blarasin y Cabrera, 2005).

VII.1.3. Hidroquímica

El acuífero freático exhibe una evolución natural del agua desde las zonas más altas, ubicadas en la Sierra de Comechingones, hasta las más deprimidas situadas al Este provincial. Esta evolución hidrogeoquímica produce un aumento progresivo en el contenido salino y el cambio gradual del tipo geoquímico (desde aguas bicarbonatadas cálcicas y/o sódicas, luego sulfatadas sódicas y finalmente cloruradas sódicas), aumentos de pH y transición desde condiciones predominantemente oxidantes a reductoras (Blarasin *et al.*, 2000; Blarasin, 2003).

A partir del mapa de salinidad del acuífero freático para el Sur de Córdoba (Fig. VII.3.) puede observarse que el tenor salino del agua subterránea contenida en los bolsones intermontanos de la Sierra de Comechingones es sumamente bajo, incluyéndose aquí también las aguas del acuífero freático alojado en la faja fluvial del río Cuarto, aproximadamente hasta la localidad de San Ambrosio. Hacia el Este, especialmente asociado a la planicie eólica del Sur de Córdoba y ligado al tiempo transcurrido en su recorrido desde los sectores pedemontanos, las aguas adquieren mayor salinidad y además suelen presentar tenores altos de As y F^- . La presencia de estos elementos químicos está condicionada por

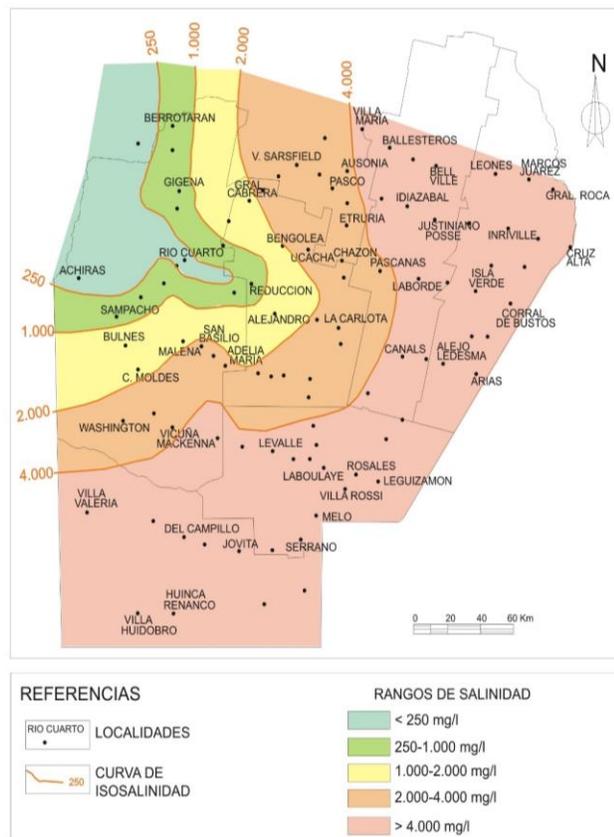


Figura VII.3.: Mapa de isosalinidad para el Sur de Córdoba. Tomado de Blarasin (2003).

factores naturales, tales como las bajas velocidades de circulación a través de sedimentos finos loésicos y valores de pH elevados, asociándose especialmente con las aguas con mayores contenidos en bicarbonatos y sodio (Blarasin, 2003; Blarasin y Cabrera, 2005). En ocasiones, en la parte superior de los acuíferos desarrollados sobre sedimentos eólicos suelen encontrarse lentes de agua más dulce, debido a la recarga preferencial de agua de lluvia en sectores con diversos condicionamientos geomorfológicos y/o litológicos (lomas pronunciadas, dunas removilizadas, etc.) (Blarasin y Cabrera, 2005).

VII.2. Hidrología subterránea local

La hidrogeología es aquella parte de la hidrología que corresponde al estudio del almacenamiento, circulación y distribución del agua terrestre en zonas saturadas de las formaciones geológicas; teniendo en cuenta sus propiedades físicas y químicas, sus interacciones con el medio físico y biológico, y sus reacciones a la acción antrópica (Custodio y Llamas, 1983). La realización de una caracterización local de los parámetros hidrológicos subterráneos presentes en la zona de estudio adquiere suma importancia al tratarse el agua subterránea (junto con el suelo) de uno de los recursos naturales más utilizados por los habitantes del sector.

Para llevar a cabo la descripción correspondiente, se realizó un censo de perforaciones mediante el cual se relevaron 27 pozos (B1-B27), a partir de los cuales se obtuvieron 24 muestras de aguas subterráneas (Fig. VII.4.). La densidad de muestreo estuvo determinada por las dimensiones de la cuenca, la escala de trabajo y por condicionantes externos al trabajo.

A grandes rasgos, es posible decir que la cuenca en estudio posee dos ambientes hidrogeológicos distintivos según sus características hidrolíticas, hidrodinámicas e hidroquímicas: el ambiente serrano, y el ambiente sedimentario.

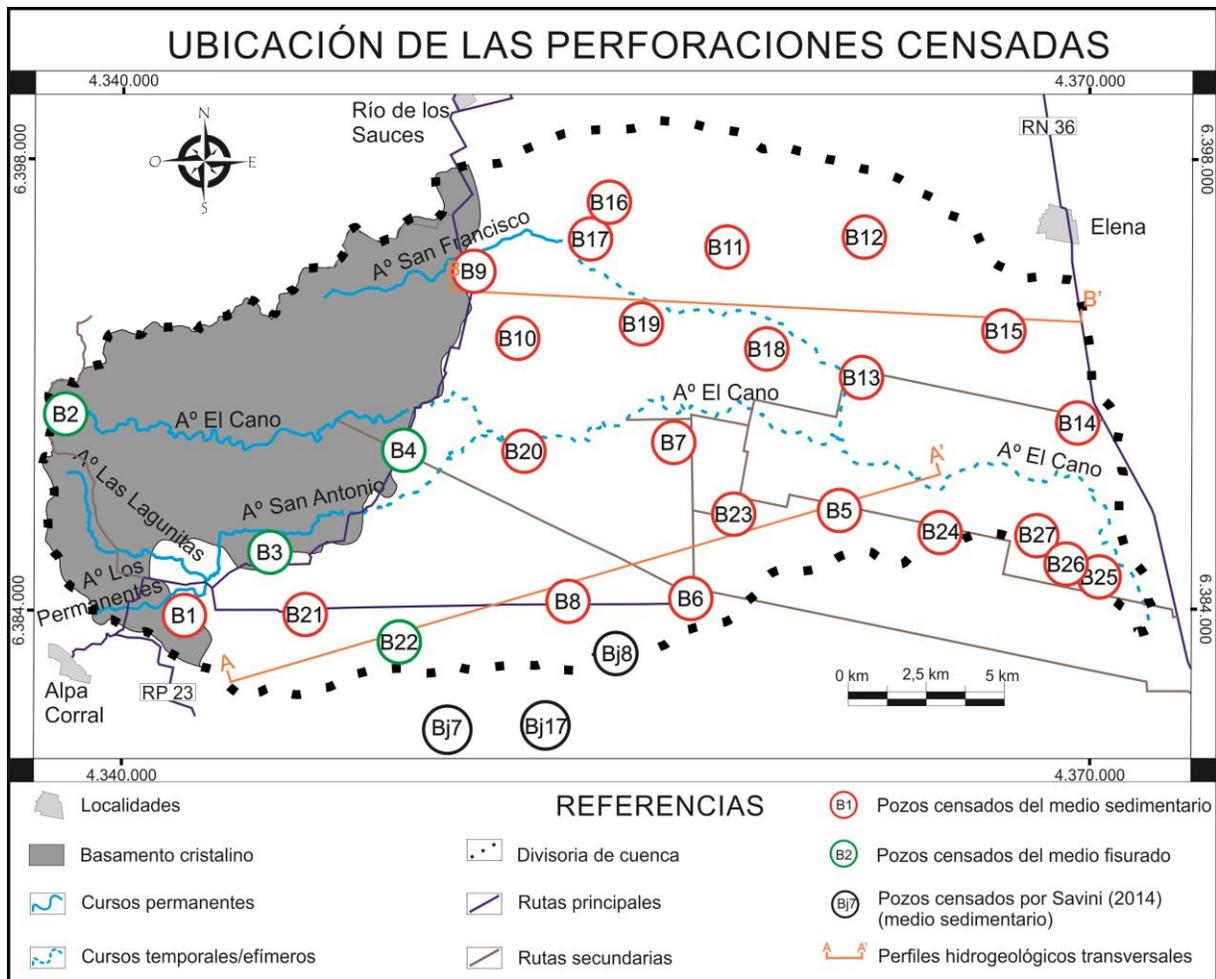


Figura VII.4.: Ubicación de las perforaciones censadas. Cuenca arroyo El Cano 2013.

VII.2.1. Hidrolitología

A partir de la información geológica-geomorfológica descrita anteriormente, de datos de perforaciones antecedentes y del censo de pozos, fue posible realizar dos perfiles hidrolitológicos en los sectores Sur y Norte de la cuenca (perfiles A-A' y B-B' respectivamente) (Figs. VII.5.a. y VII.5.b.), que permiten describir de manera general la relación entre las formaciones geológicas presentes y el agua subterránea del acuífero libre.

De manera general, es posible advertir la presencia de dos ambientes disímiles en su comportamiento hidráulico. El primero de ellos se corresponde con un medio fisurado compuesto por rocas metamórficas del basamento cristalino, donde la porosidad secundaria es la propiedad principal que controla su capacidad acuífera. Los valores de conductividad

hidráulica (K) de los acuíferos desarrollados sobre este medio son muy variables y se incrementan con la mayor densidad de fracturas o diaclasas, por lo que no es posible atribuirle un valor prefijado. Sin embargo, según la bibliografía, pueden variar entre valores mínimos de 10^{-7} m/d, tal lo informado por Custodio y Llamas (1983) para rocas ígneas densas, y máximos de 3 m/d, según lo calculado por Benítez (1972) para esquistos.

El segundo medio acuífero identificado posee la mayor extensión areal, estando conformado por materiales sedimentarios clásticos de origen eólico, fluvial y coluvial. Dentro de este medio, tanto el espesor sedimentario como la frecuencia de granulometrías más finas, aumentan hacia el E y SE. Los materiales dominantes en el sector pedemontano son gravas y arenas medias y gruesas, mientras que en la llanura predominan los limos y arenas finas con algunas intercalaciones de arenas medias a gruesas (correspondientes a paleocauces), en proporciones variables. La heterogeneidad granulométrica en las distintas unidades geológico-geomorfológicas presentes en la cuenca, genera dificultades para establecer valores precisos de conductividad hidráulica (K) y porosidad efectiva (Pe); sin embargo fue posible asignar valores ponderados para los distintos sectores de la cuenca. De esta manera, se asumieron valores promedio de K de 10 m/d y de Pe de 15% para el ambiente pedemontano, de 5 m/d y 10% para el sector de la planicie fluvio-eólica fuertemente ondulada próximo al ambiente pedemontano y de 1 m/d y 6% para la planicie fluvio-eólica levemente ondulada.

Del análisis de estos perfiles se infiere que la base del acuífero freático, por lo menos en el sector occidental y central de la cuenca, estaría conformada por rocas del basamento consolidadas, con menor cantidad de discontinuidades que las rocas aflorantes, y dispuestas a distintas profundidades según el patrón estructural existente. De acuerdo con el estudio de situaciones similares en zonas cercanas, se estima que el apoyo hidráulico del acuífero en el sector oriental de la cuenca estaría conformado por uno o varios niveles de materiales finos, limo-arcillosos, con dificultades serias para transmitir el agua (formaciones acuitardas) o que no la transmiten (acuicludas).

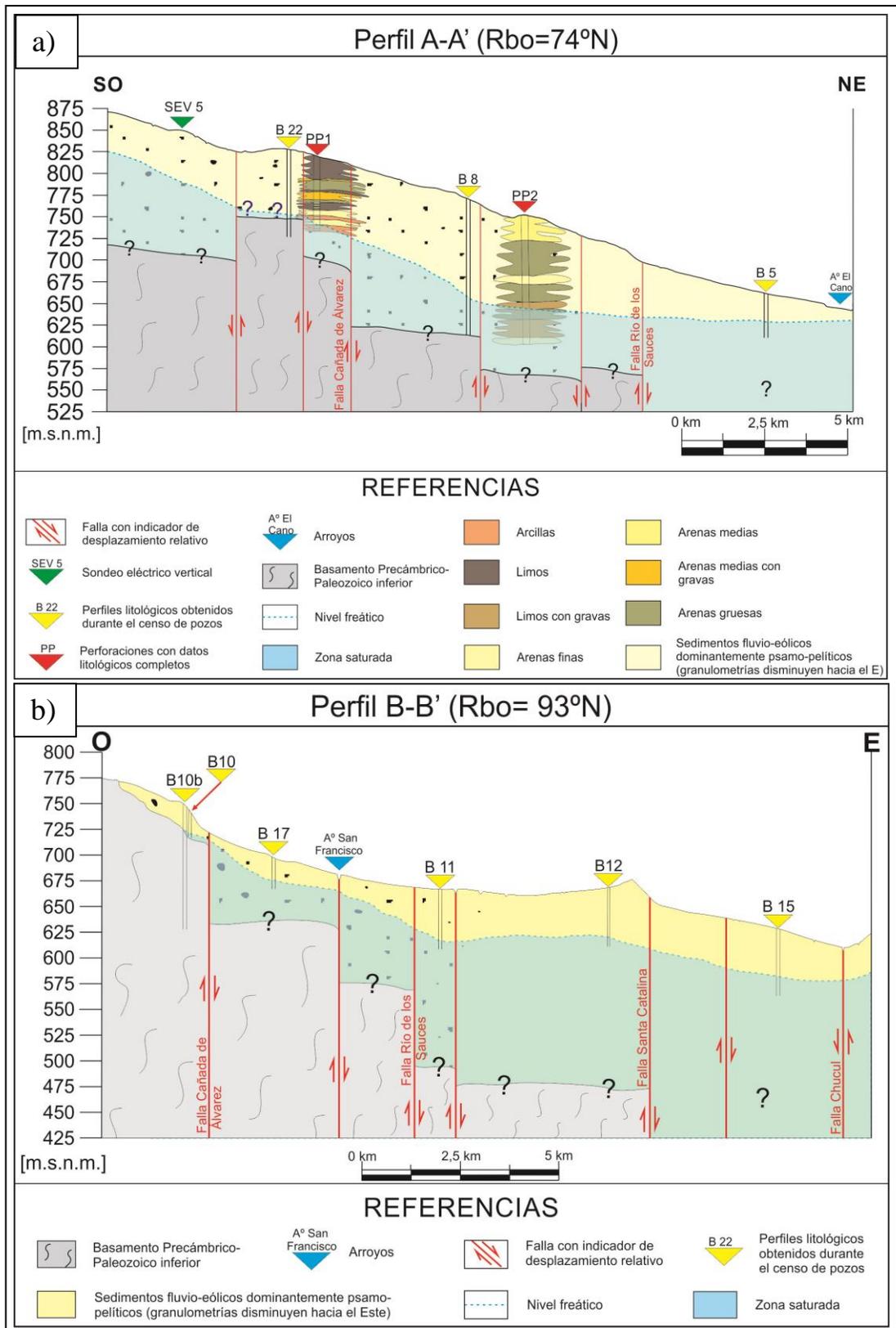


Figura VII.5.: Perfiles hidrolitológicos de la cuenca del arroyo El Cano. **a)** Perfil A-A' en el sector Sur de la cuenca. **b)** Perfil B-B' en el sector Norte de la cuenca.

VII.2.2. Hidrodinámica

Para caracterizar el movimiento del agua subterránea dentro del acuífero freático, se relevaron datos de cotas de la superficie topográfica y de la profundidad del nivel freático en 24 pozos (20 de ellos ubicados en el medio sedimentario y 4 en el medio rocoso fisurado), a partir de los cuales se calcularon los valores de potenciales hidráulicos correspondientes (Tabla VII.1.). A partir de estos datos y de información obtenida en sitios cercanos a la cuenca (Savini, 2014), fue posible elaborar los mapas de isopropundidad del nivel freático y de equipotenciales para el acuífero en el medio sedimentario.

Fecha de muestreo	Pozo censado	Medio Muestreado	Cota topográfica (msnm)	Profundidad del Nivel Freático (m)	Potencial hidráulico (msnm)
12/09/2012	B1	Sedimentario	845	3,5	841,5
	B2	Fracturado	1000	1,2	998,8
	B3	Fracturado	800	8,8	791,2
	B4	Fracturado	754	26,7	727,3
16/04/2013	B5	Sedimentario	644	31,1	612,9
	B7	Sedimentario	675	43,1	631,9
	B8	Sedimentario	743	113,0	630,0
	B9	Sedimentario	742	11,5	730,5
	B10	Sedimentario	730	25,0	705,0
	B11	Sedimentario	688	49,6	638,4
	B12	Sedimentario	673	48,4	624,6
	B13	Sedimentario	658	41,8	616,2
27/06/2013	B14	Sedimentario	601	19,5	581,5
	B16	Sedimentario	709	43,0	666,0
	B17	Sedimentario	703	22,0	681,0
	B20	Sedimentario	725	46,8	678,2
	B21	Sedimentario	798	10,5	787,5
	B22	Fracturado	815	85,0	730,0
	B23	Sedimentario	671	41,8	629,2
	B24	Sedimentario	640	32,2	607,8
	B25	Sedimentario	579	17,3	561,7
	B26	Sedimentario	595	30,7	564,3
B27	Sedimentario	607	31,4	575,6	

Tabla VII.1.: Información obtenida del censo de pozos relevados para la caracterización hidrodinámica del acuífero.

VII.2.2.1. Profundidad del nivel freático

A partir del mapa de isopropundidades del nivel freático (Fig.VII.6.) es posible observar como varía el espesor de la zona no saturada en los distintos puntos del acuífero sedimentario de la cuenca. De manera general, se distingue un paulatino aumento de las profundidades del nivel freático desde el basamento rocoso hacia el centro de la cuenca, seguido de un leve aumento a valores más someros a la salida de la misma. Esta distribución, está fuertemente controlada por las características geológico-geomorfológicas y estructurales de la cuenca. De este modo, en las unidades geomorfológicas “Faja Pedemontana” y “Planicie fluvio-eólica levemente ondulada” el nivel freático se encuentra a profundidades menores a 40 m, mientras que en la “Planicie fluvio-eólica fuertemente ondulada” son generalmente mayores a 40 m, alcanzando valores superiores a los 100 m al Este de la subunidad geomorfológica “Bloque estructural elevado”, en el sector centro-sur de la cuenca.

De manera general, se observa que la superficie freática no alcanza la superficie topográfica, ni siquiera en los sectores donde esta última ha sido profundizada por la acción de los cursos fluviales más importantes (arroyos El Cano y San Francisco), explicándose de esta manera el carácter efímero de los mismos en los tramos analizados.

Para el acuífero desarrollado en el medio fracturado, se alcanzaron profundidades variables del nivel freático. En el sector serrano se identificaron valores generalmente pequeños (inferiores a los 10 metros), observándose máximos locales que rondan los 25 metros, en el sector oriental del mismo.

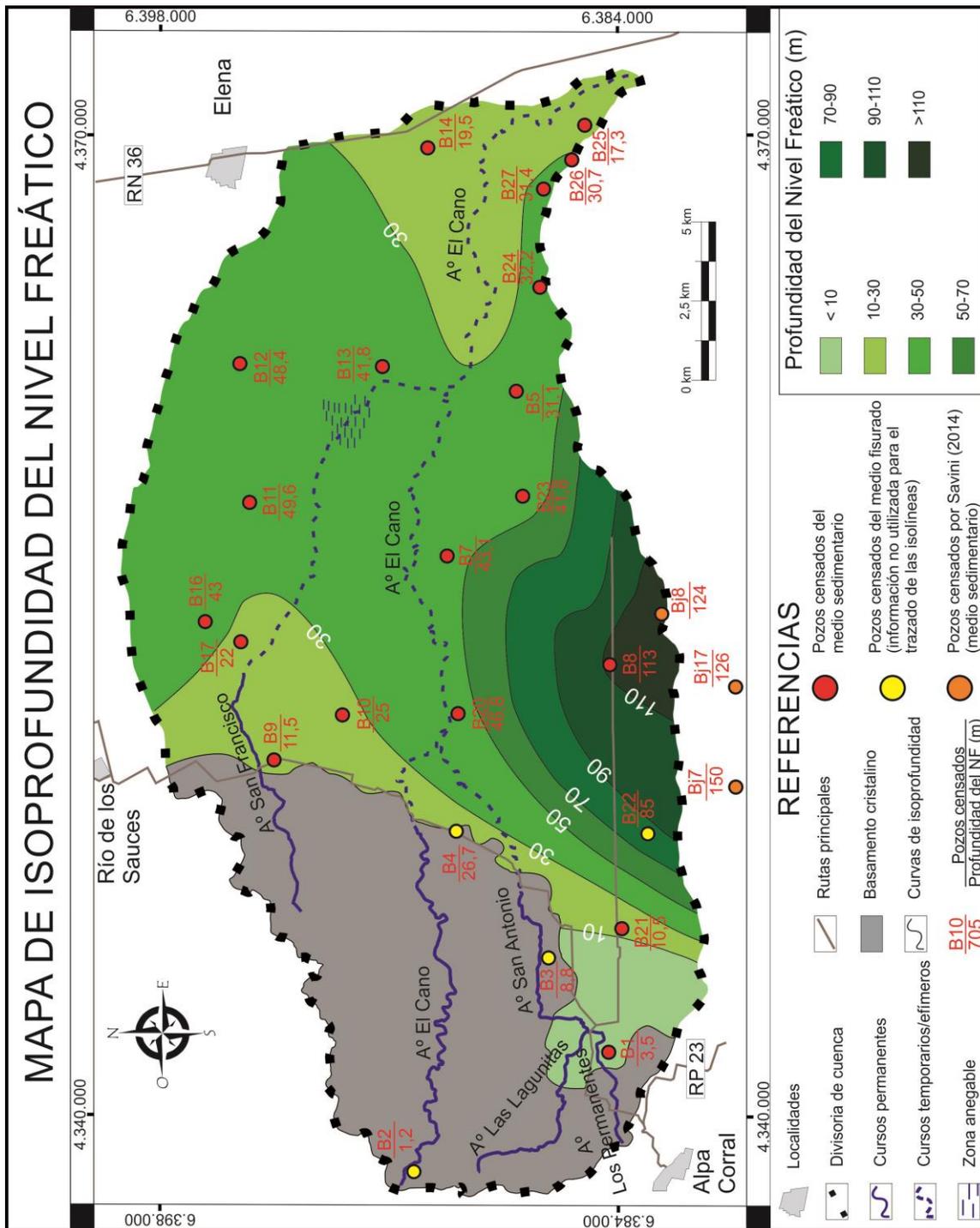


Figura VII.6.: Mapa de isoprofundidades del acuífero freático sedimentario de la cuenca del arroyo El Cano.

VII.2.2.2. Potenciales hidráulicos

A partir de la obtención de los datos señalados en la tabla VII.1., fue posible elaborar un mapa de equipotenciales del acuífero freático sedimentario de la cuenca (Fig. VII.7.), en el cual se grafican las líneas de igual potencial hidráulico (isopiezas), las líneas de flujo subterráneo principales, la ubicación de los perfiles piezométricos realizados y las divisorias de aguas subterráneas. A partir de esta información fue posible definir las áreas de recarga y descarga del acuífero, además de las relaciones hidráulicas con los cursos superficiales.

De manera general, es posible decir que la dirección de escurrimientos subterráneos se alinea en sentido NO-SE, coincidiendo en parte con el patrón local de flujos superficiales. Particularmente, es posible observar patrones divergentes de los filetes de flujo a la salida del sector serrano, en las zonas Suroccidental y Norte de la cuenca, definiendo divisorias de aguas subterráneas. La divisoria Suroccidental es de magnitud considerable, posee un rumbo NO-SE y separa los flujos subterráneos de dirección NE, que permanecen en la cuenca del arroyo El Cano, de aquellos de dirección SE, los cuales se incorporan en la cuenca del arroyo Mosuc Mayu. La divisoria Norte, por su parte, es de menor magnitud que la anterior, posee un rumbo SO-NE y separa los escurrimientos subterráneos que se dirigen al SE, los cuales permanecen en la cuenca del arroyo El Cano, de aquellos que se dirigen hacia el NE, para formar parte de la cuenca del río de Los Sauces.

La recarga de agua en el acuífero se produce principalmente por las precipitaciones directas en toda la superficie de la cuenca. En el ambiente serrano, una fracción de estas precipitaciones aporta sus aguas a los cursos superficiales, mientras que otra parte se infiltra y escurre a través del medio sedimentario de los valles serranos y de las numerosas fracturas, diaclasas y demás discontinuidades presentes en las rocas, alimentando el acuífero libre en medio fracturado. Finalmente, el agua subterránea aflora en manantiales y en los cursos de agua de los valles.

En el ambiente pedemontano, particularmente, se observa una fuente secundaria de recarga del acuífero, integrada por el aporte de aguas superficiales provenientes de los cursos fluviales permanentes del sector serrano, los cuales se infiltran al alcanzar los materiales sedimentarios de mayor permeabilidad que integran el piedemonte. Los montos de recarga

pueden alcanzar volúmenes importantes, tal como se ha explicado en el capítulo anterior (ver VI.2.3. Hidrometría).

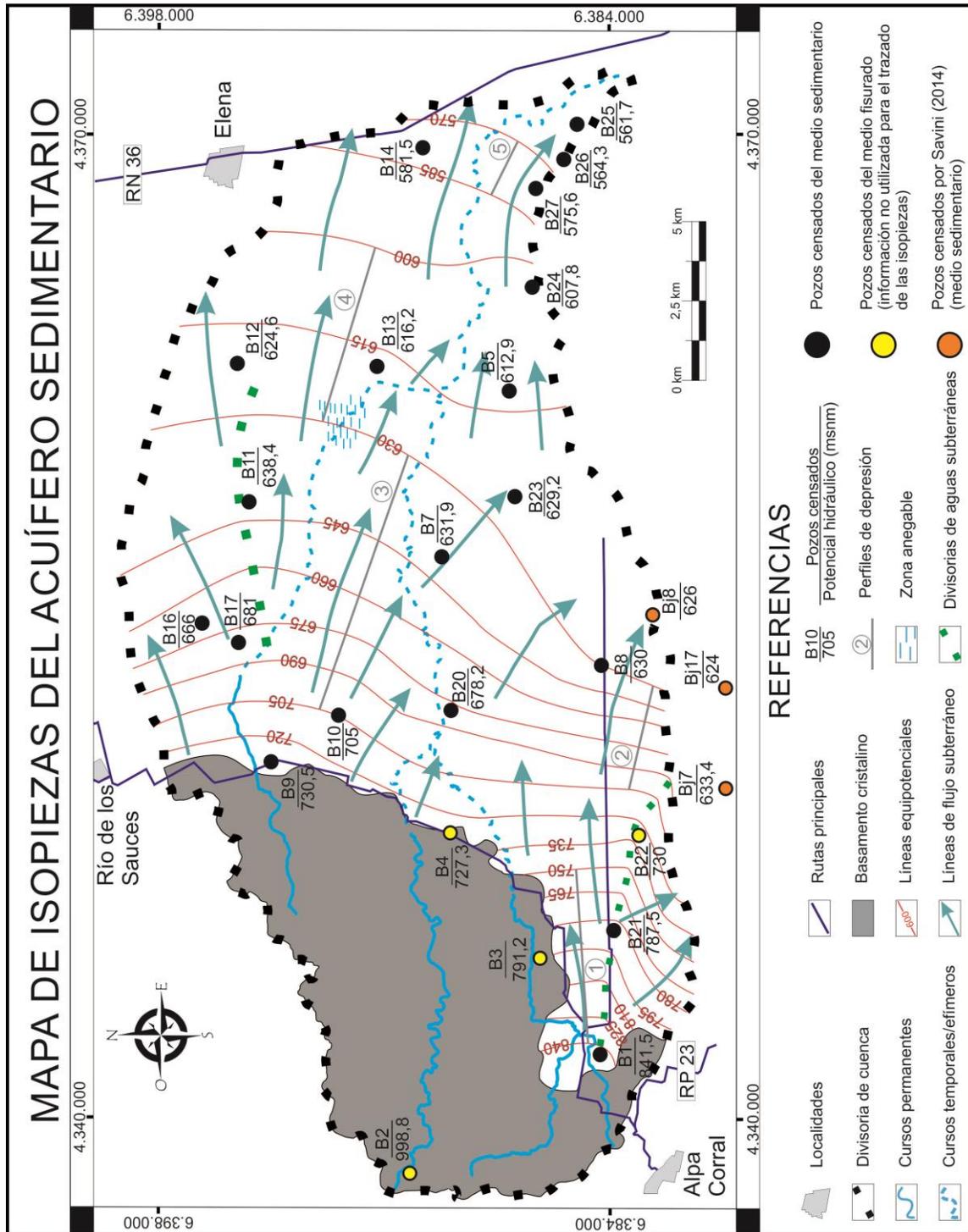


Figura VII.7.: Mapa de isopiezas del acuífero freático de la cuenca del arroyo El Cano.

Las principales zonas de descarga del agua subterránea se dan en los valles y bajos topográficos importantes del sector serrano, donde la superficie freática entra en contacto con la superficie topográfica y permite el desarrollo de cursos fluviales temporarios y permanentes de pequeña envergadura.

Para una mejor visualización de las relaciones entre la superficie topográfica y la superficie freática, se realizaron cinco perfiles de depresión (Fig. VII.8.) en sectores de interés. El perfil 1 está ubicado en el ambiente pedemontano, al Suroeste de la cuenca estudiada, en el sector de cuenca alta-media; los perfiles 2 y 3 se ubican en el ámbito de la planicie fluvio-eólica fuertemente ondulada, próxima al ambiente pedemontano, en la zona suroccidental y occidental de la cuenca respectivamente, correspondiéndose con el sector de cuenca media-alta; por último, los perfiles 4 y 5, se encuentran dentro de la planicie fluvio-eólica levemente ondulada, en la zona oriental de la cuenca, correspondiente con el sector de cuenca media-baja y baja respectivamente.

De manera general, los mayores gradientes hidráulicos se identificaron en la zona pedemontana, presentando máximos locales de hasta 2,67%, los cuales disminuyen progresivamente hacia el Este donde alcanzan valores del orden de 0,3%. Para los perfiles de depresión, los valores de gradiente obtenidos fueron de 1,5% (perfil 1), 2,2% (perfil 2), 1,6% (perfil 3), 1% (perfil 4) y 0,7% (perfil 5), indicando una disminución de los gradientes hidráulicos a medida que aumenta la distancia de las serranías. A partir de la configuración de las isopiezas del mapa de la Fig. VII.7. y de estos perfiles es posible observar que la morfología de la capa freática es suavemente ondulada para toda la cuenca y similar, aunque muy atenuada, a aquella de la superficie topográfica, indicando una cierta correlación entre ambas. De manera general, es posible decir que la relación del acuífero sedimentario con los cursos fluviales es de indiferencia, como puede apreciarse en el mapa equipotencial y en 4 de los 5 perfiles de depresión (perfiles 2 a 5), aunque vuelve a destacarse que, en el pedemonte, los cursos aportan sus aguas al acuífero al infiltrarse. De manera particular, en el perfil 1 se observan sectores de intersección entre las superficies freática y topográfica, generándose zonas de aporte de aguas subterráneas al medio superficial (aportando un caudal de base al arroyo Los Permanentes, por ejemplo).

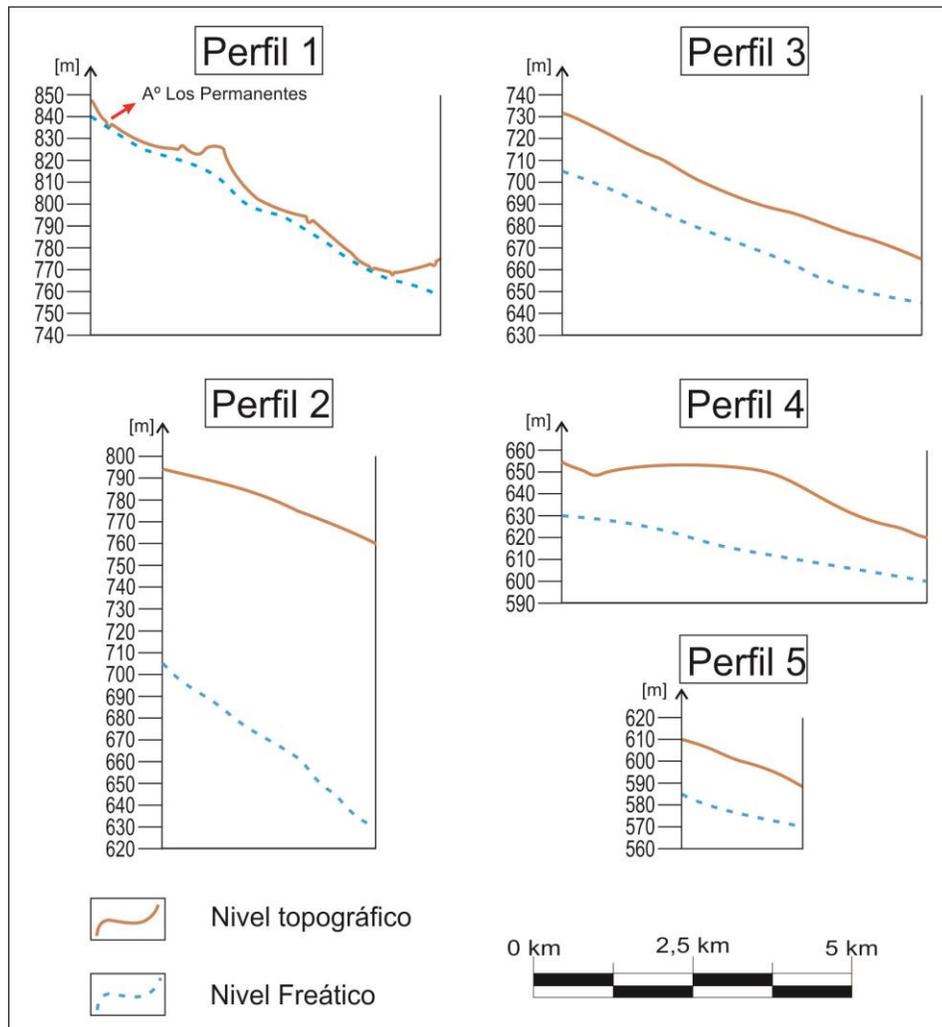


Figura VII.8.: Perfiles de depresión de distintos sectores del área de estudio. Escala vertical exagerada.

Para mejorar el modelo hidrodinámico del acuífero, se procedió al cálculo de la velocidad real del agua subterránea en los perfiles de depresión descritos anteriormente. La ecuación que permite realizar este cálculo es la siguiente:

$$V_{real} = \frac{K \cdot i}{Pe}$$

V_{real} = Velocidad real efectiva de escurrimiento (m/d)

K = Conductividad hidráulica ($\frac{m}{d}$)

i = Gradiente hidráulico

Pe = Porosidad efectiva

Las velocidades obtenidas de esta manera fueron de 1 m/d para el perfil 1 ($K= 10$ m/d, $Pe= 15\%$), 1,1 m/d para el perfil 2 y 0,8 m/d para el perfil 3 ($K= 5$ m/d, $Pe= 10\%$), y 0,16 m/d y 0,12 m/d para los perfiles 4 y 5, respectivamente ($K= 1$ m/d, $Pe= 6\%$); indicando una tendencia a la disminución de la velocidad con el aumento de la distancia del sector serrano. Una vez determinados estos parámetros, adquiere gran importancia la estimación del tiempo de residencia de las aguas subterráneas en el acuífero sedimentario bajo estudio, ya que se trata de un aspecto fundamental a tener en cuenta para llevar a cabo la planificación y gestión del recurso. Estos cálculos fueron realizados para la faja fluvial del arroyo El Cano siguiendo métodos hidrogeológicos, para lo cual se asumieron valores de $K= 8$ m/d, $Pe=12\%$, gradientes medios de 1,4% y una distancia desde el ingreso del agua subterránea al medio sedimentario (sector pedemontano) hasta su descarga en la cuenca del arroyo Tegüa, de 24,53 km. De esta manera, se obtuvo un valor de tiempo de residencia de 70 años, por lo que se interpreta que los tiempos de renovación del agua subterránea en este ambiente no son muy elevados.

Para el acuífero desarrollado en el medio fracturado, los mayores potenciales hidráulicos se ubican en el extremo occidental de la cuenca y disminuyen hacia el oriente. En este sistema, los valles y bajos topográficos más importantes, interceptan la superficie freática del medio sedimentario desarrollado en los valles intermontanos, dando origen a cursos fluviales de pequeña magnitud y carácter permanente (el acuífero es influente respecto a los cursos fluviales).

VII.2.3. Hidroquímica

El estudio hidroquímico de un sistema acuífero se enfoca en establecer relaciones entre la composición, distribución y circulación del agua subterránea, con la geología, la mineralogía y el sistema de flujos de éstos (Vázquez Suárez, 2009). La composición química del agua subterránea es, tal vez, una de sus propiedades más importante, ya que son los elementos químicos que la integran los que determinan en muchos casos los posibles usos del recurso hídrico por parte del ser humano, a la vez que expresan parte de la historia del mismo (fuente, transporte, mezcla de aguas, etc.).

Para llevar a cabo este análisis en la zona de estudio, se recolectaron 24 muestras de aguas subterráneas, provenientes de pozos distribuidos por distintos sectores de la cuenca, los cuales captan sus aguas excluyentemente del acuífero freático. Estas muestras fueron sometidas a un análisis físico-químico, cuyos resultados (Tabla VII.2.) serán discutidos a continuación.

Nº Muestra	Acuífero muestreado	pH	Cond. [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	S.D.T. [mg/L]	CO_3^{2-} [mg/L]	HCO_3^- [mg/L]	SO_4^{2-} [mg/L]	Cl^- [mg/L]	Na^+ [mg/L]	K^+ [mg/L]	Ca^{+2} [mg/L]	Mg^{+2} [mg/L]	As [$\mu\text{g}/\text{L}$]	F^- [mg/L]	NO_3^- [mg/L]
B1	Sedimentario	7,6	832	582,4	0,0	500,0	34,6	11,4	83,9	14,9	78,4	23,4	2	0,5	12,0
B2	Fracturado	7,5	475	332,5	0,0	260,0	32,3	12,9	11,1	3,7	74,4	12,2	0	0,4	36,0
B3	Fracturado	7,3	620	434,0	0,0	387,5	34,6	10,0	30,3	7,8	84,0	16,6	1	0,8	7,5
B4	Fracturado	7,7	2080	1456,0	0,0	522,5	565,3	71,4	404,4	20,5	66,4	44,4	15	1,4	65,0
B5	Sedimentario	7,8	1579	1105,3	0,0	360,0	605,7	31,4	293,2	13,2	65,6	18,0	18	0,5	30,0
B6	Sedimentario	8,2	1623	1136,1	0,0	225,0	538,8	131,4	254,8	18,5	105,6	16,6	4	0,2	1,0
B7	Sedimentario	8,1	1128	789,6	0,0	305,0	345,2	28,6	186,0	12,5	72,8	8,3	15	0,4	13,0
B8	Sedimentario	7,6	2945	2061,5	0,0	202,5	1761,6	52,9	512,6	23,9	218,4	15,9	4	0,2	4,2
B9	Sedimentario	8,1	823	576,1	0,0	522,5	46,4	10,0	82,9	14,5	56,8	24,9	20	3,0	10,0
B10	Sedimentario	8,3	1394	975,8	0,0	815,0	114,0	12,9	364,0	7,6	7,2	5,4	90	8,8	13,0
B11	Sedimentario	7,6	2144	1500,8	0,0	480,0	945,4	10,0	406,5	12,9	140,8	35,9	4	0,9	0,0
B12	Sedimentario	7,6	1657	1159,9	0,0	136,3	941,2	40,0	161,8	13,3	191,2	33,7	5	0,4	0,0
B13	Sedimentario	8,3	1075	752,5	0,0	487,5	203,7	10,0	254,8	8,4	13,6	4,9	80	2,3	0,0
B14	Sedimentario	7,7	2140	1498,0	0,0	341,3	788,1	58,6	406,5	15,2	94,4	23,2	20	0,8	1,0
B15	Sedimentario	8,2	2101	1470,7	0,0	298,8	966,9	47,1	418,6	14,8	133,6	3,9	20	1,0	5,5
B17	Sedimentario	8,0	953	667,1	0,0	535,0	81,2	18,6	130,4	14,2	61,2	25,9	10	1,7	11,0
B18	Sedimentario	8,4	1395	976,5	8,5	558,8	289,3	40,0	317,5	11,4	25,2	6,3	40	1,6	10,0
B19	Sedimentario	8,4	1588	1111,6	12,1	628,8	246,4	42,9	364,0	11,3	10,8	5,1	30	3,0	23,0
B20	Sedimentario	8,2	461	322,7	0,0	287,5	34,6	11,4	26,3	9,5	68,0	3,4	5	0,4	13,0
B21	Sedimentario	8,3	823	576,1	0,0	573,8	23,8	15,7	80,9	8,5	60,0	16,6	20	2,1	0,0
B22	Fracturado	8,0	3353	2347,1	0,0	462,5	1652,9	85,7	635,0	20,5	158,4	47,3	2	0,4	23,0
B23	Sedimentario	7,7	2852	1996,4	0,0	275,0	1535,3	52,9	506,6	20,5	164,0	41,0	2	0,3	14,0
B24	Sedimentario	8,4	2120	1484,0	4,8	373,8	796,4	68,6	465,1	16,4	37,6	11,7	25	0,8	15,0
B27	Sedimentario	8,5	1219	853,3	12,1	412,5	298,8	34,3	275,0	12,6	16,8	4,9	100	1,2	9,5

Tabla VII.2.: Análisis físico-químicos de las muestras de aguas subterráneas. Cuenca arroyo El Cano.

VII.2.3.1. Conductividad eléctrica

A partir del mapa de isoconductividades eléctricas (Fig.VII.9.) elaborado para el acuífero freático sedimentario se pudo determinar que las aguas más dulces se ubican en el ambiente pedemontano de la cuenca, tornándose más saladas en los lugares más alejados de este sector. Particularmente, los valores de conductividad dispuestos en torno del arroyo El Cano son más bajos que en el resto de la cuenca, evidenciando aguas dulces de buena calidad.

Esto puede deberse a la presencia de una mayor cantidad de niveles arenosos medios a gruesos en el subsuelo, los cuales integran antiguos canales desarrollados por el mismo arroyo o por alguno de sus tributarios; las mayores granulometrías permiten el desarrollo de mayores velocidades de circulación del agua subterránea (la cual se ve acentuada en el ambiente pedemontano debido a los elevados gradientes hidráulicos), disminuyendo la intensidad y cantidad de procesos modificadores de su calidad. En adición, el aporte de aguas superficiales desde el ambiente serrano (ya sea por parte de escurrimientos permanentes/temporarios como de aquellos que funcionan durante eventos de tormentas), genera una recarga preferencial de agua dulce al acuífero sedimentario, debido a la relación de efluencia de este último respecto a los cursos fluviales en el sector pedemontano. Este efecto se ve acentuado en las aguas del pozo B20, donde se produce la infiltración del agua superficial, más dulce, aportada por el arroyo El Cano, pocos metros aguas abajo de la confluencia con el arroyo San Antonio, favoreciendo una mejor calidad.

En el resto de la cuenca, los tenores salinos aumentan junto con la proporción de materiales de granulometrías más finas en el relleno sedimentario. Los valores más elevados se observaron en el sector austral de la cuenca, inmediatamente al Este de la subunidad geomorfológica “Bloque estructural elevado”, donde se alcanzan conductividades cercanas a los 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Estos valores estarían asociados al importante espesor de la zona no saturada (con valores máximos que superan los 100 metros) y los materiales sedimentarios involucrados (predominantemente limos y arenas finas) en esta parte de la cuenca, los cuales reducen las velocidades de infiltración de las aguas meteóricas y de circulación de los flujos de agua subterránea, provocando el aumento del tiempo de contacto entre las fases agua-sedimento y favoreciendo las reacciones de disolución de sales, intercambio catiónico y demás procesos modificadores de la calidad del agua, que se traducen en un aumento de su salinidad. Consideraciones similares pueden ser aplicadas en los sectores de loma que constituyen la divisoria Norte de la cuenca.

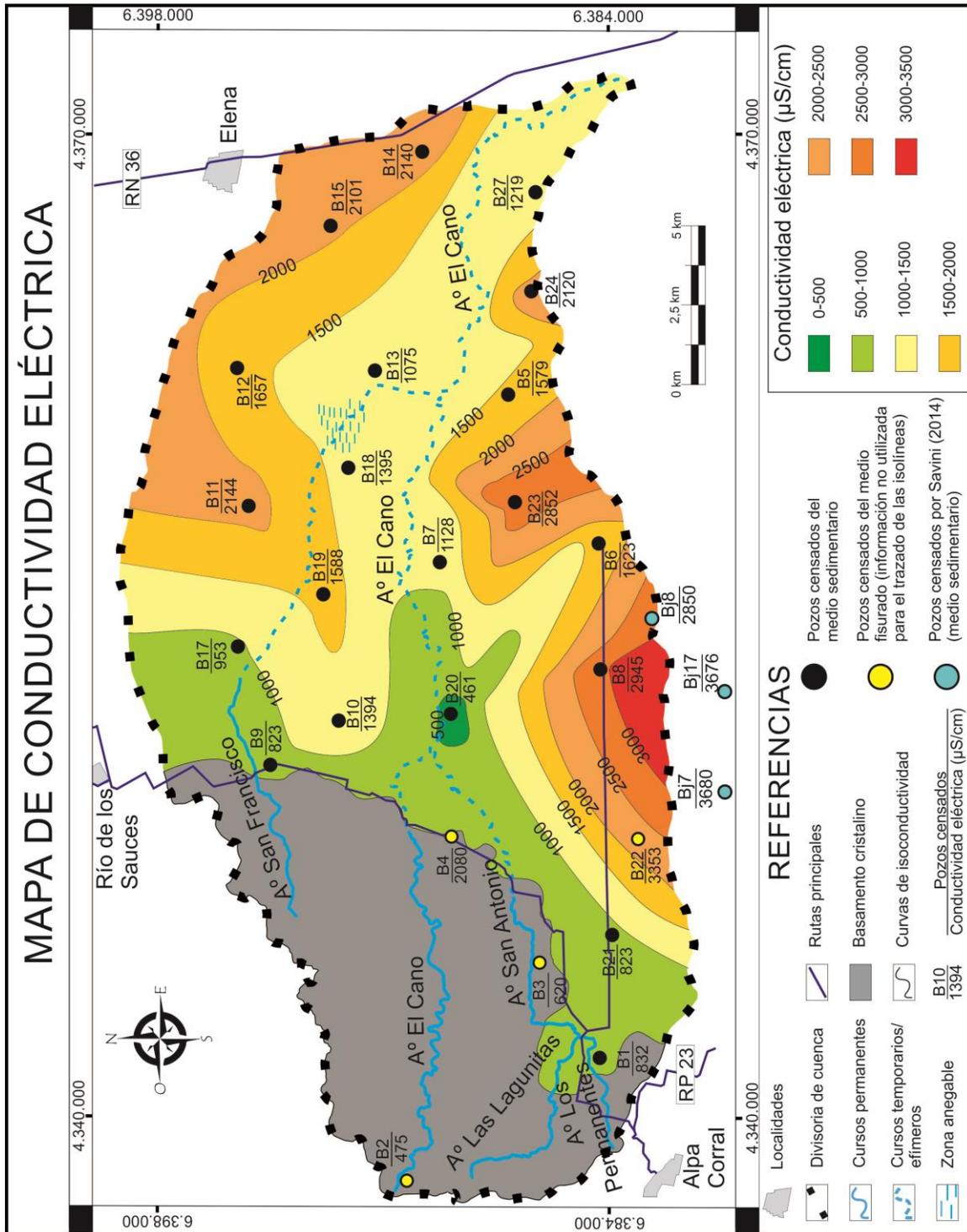


Figura VII.9.: Mapa de conductividad eléctrica. Cuenca arroyo El Cano.

Para el sistema acuífero desarrollado sobre el medio rocoso fisurado, se relevaron valores de conductividades eléctricas variables, siendo bajos a muy bajos en el ambiente serrano (B2 y B3) y muy elevados en el sector extraserrano (B22). Particularmente, la perforación B4 evidencia tenores salinos mayores a los esperados para su ubicación geográfica (ambiente serrano, próximo a la faja pedemontana). Este hecho puede ser explicado por un evento de contaminación local, ya que en estas aguas se identificaron los tenores de nitratos más elevados para la cuenca, alcanzando los 65 mg/L, además de valores elevados de sulfatos y otros iones (Tabla VII.2.), como se verá más adelante. Las elevadas conductividades eléctricas relevadas en el pozo B22, podrían ser indicar procesos de mezcla con aguas provenientes del medio sedimentario.

De este modo y en función del contenido salino, se determinó que el 90% de las muestras del medio sedimentario se corresponden con aguas dulces ($SDT < 2$ mg/L), mientras que el 10% restante se trata de aguas salobres ($SDT = 2-2,35$ mg/L). Para el medio fracturado, un 75% de las aguas muestreadas resultaron ser dulces, siendo el 25% restante salobres.

VII.2.3.2. Clasificación geoquímica

A partir de los resultados de los análisis físico-químicos efectuados (Tabla VII.2.), se procedió a la clasificación geoquímica de las muestras de agua subterránea, de acuerdo a la concentración de sus iones mayoritarios. Para ello, se utilizó el diagrama de Piper-Hill (Fig. VII.10.), a partir del cual se determinó para el acuífero sedimentario que el 45% (9 muestras) son sulfatadas sódicas, 25% (5 muestras) bicarbonatadas sódicas, 20% (4 muestras) bicarbonatadas sódico-cálcicas, 5% (1 muestra) bicarbonatada cálcica y 5% (1 muestra) sulfatada cálcica.

La distribución geográfica de estos tipos geoquímicos es representada mediante los gráficos de Stiff (Fig. VII.11.). En ellos se observa que las aguas bicarbonatadas y sulfatadas dominan en toda la cuenca. Las primeras de ellas están representadas en el ambiente pedemontano y en los sectores de la planicie fluvio-eólica asociados a la actividad antigua y reciente de los arroyos más importantes de la cuenca (arroyos El Cano y San Francisco). Las muestras sulfatadas, por su parte, se distribuyen preferencialmente en los sectores de la

planicie fluvio-eólica donde predominan los sedimentos loésicos de origen eólico, los cuales coinciden mayormente con zonas topográficamente más elevadas y alejadas de los cursos fluviales de mayor jerarquía.

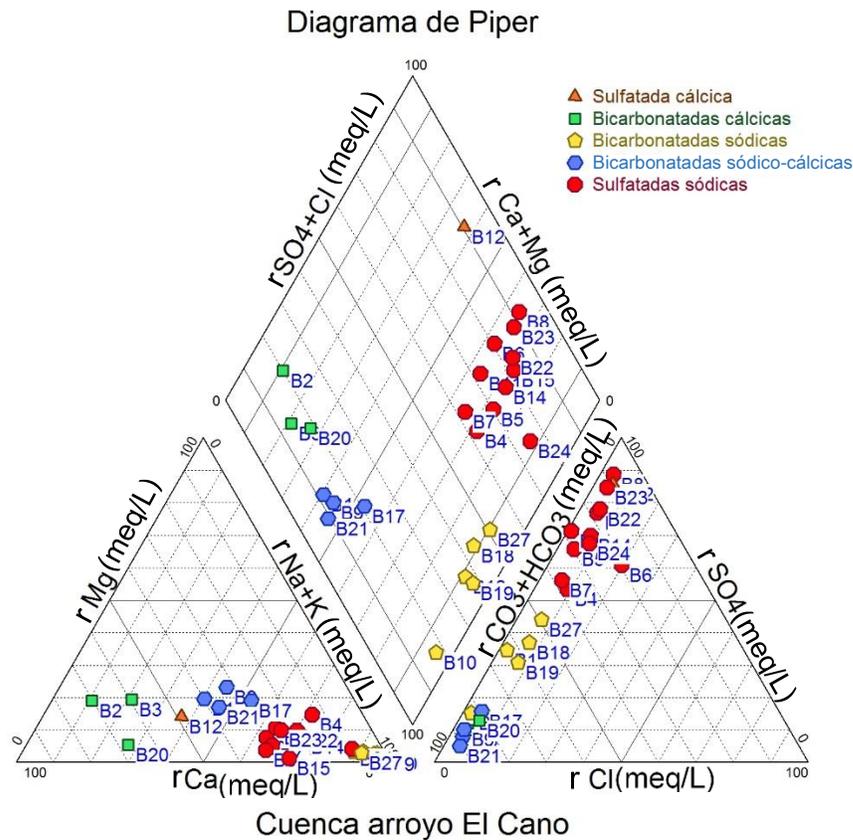


Figura VII.10.: Clasificación geoquímica de las muestras de agua subterránea según diagrama de Piper-Hill.

La variación de estos tipos químicos en el espacio está condicionada fundamentalmente por la litología y la distancia recorrida desde la zona de recarga, la cual permite ir alcanzando los valores de Kps (constante del producto de solubilidad) de las sales de los aniones mayoritarios, modificando la concentración relativa de los iones mayoritarios en la solución. De este modo, la evolución geoquímica del agua es, en general, normal, adquiriendo el ion sulfato mayores concentraciones en los sectores más alejados de las zonas de recarga preferenciales (piedemonte y cursos fluviales de importancia). Particularmente, los tipos geoquímicos observados en el sector Sur y Norte de la cuenca (sulfatados sódicos), pueden ser explicados por los efectos asociados a las lomas de los bordes de cuenca, donde predominan

los sedimentos más finos. De hecho, se observa una divergencia de flujos desde el pedemonte hacia los bordes y parte baja de la cuenca, en el mismo sentido en que varía la CE y el tipo geoquímico de las aguas.

El Na^+ es el catión dominante, seguido en importancia por el Ca^{+2} . La presencia de estos elementos en el agua subterránea puede explicarse por procesos de intercambio iónico entre la fase acuosa y los materiales limo-arcillosos que conforman la fase sólida acuífero, así como también porque son liberados a partir de los procesos de hidrólisis de los minerales silicatados que componen el basamento cristalino.

Las aguas relevadas del acuífero desarrollado en el medio fisurado mostraron una menor variación en los tipos geoquímicos, siendo el 50% de ellas (2 muestras) bicarbonatadas cálcicas y el 50% restante (2 muestras) sulfatadas sódicas (Fig. VII.10.). La similitud geoquímica de estas últimas con respecto a las muestras del medio sedimentario cercanas geográficamente, podrían sugerir procesos de mezcla de aguas del medio fisurado con las provenientes del medio sedimentario. Las aguas bicarbonatadas están ubicadas en el extremo occidental de la cuenca, dentro del sector serrano, mientras que las sulfatadas se encuentran en el extremo oriental del sector serrano y en la zona Sur de la cuenca, en el ambiente de la planicie fluvio-eólica (Fig. VII.11.).

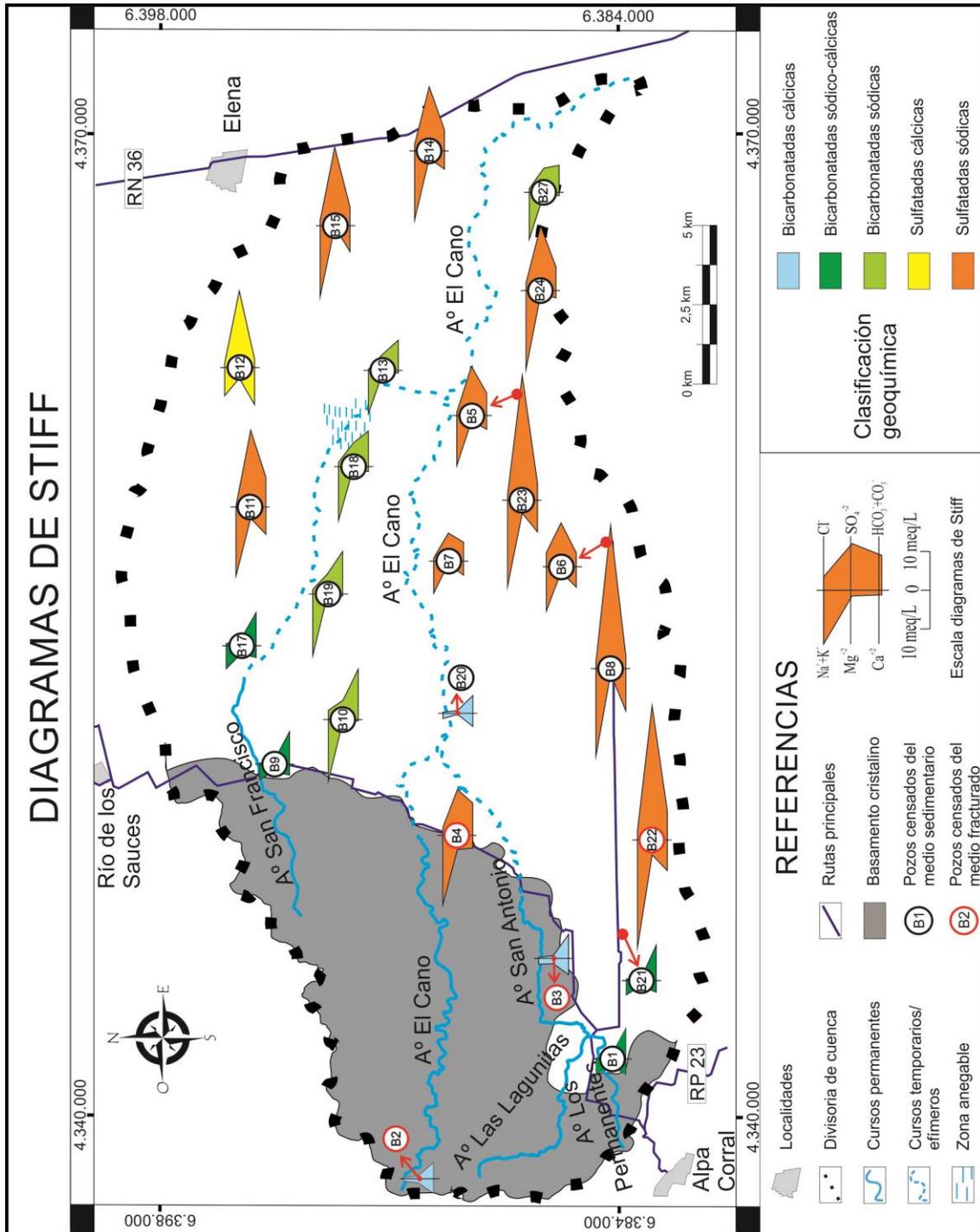


Figura VII.11.: Diagramas de Stiff.

VII.2.3.3. Elementos minoritarios y traza: F⁻, As y NO₃⁻

Se denominan elementos minoritarios a aquellos elementos y compuestos químicos que suelen estar presentes en las aguas subterráneas (aunque pueden no estarlo) y en bajas a moderadas concentraciones; se ubican dentro de este grupo los fluoruros, nitratos, nitritos, Fe⁺² y Fe⁺³, entre otros. Los elementos traza, por otro lado, son aquellos que se encuentran en muy bajas concentraciones en el agua subterránea, tales como As⁺³, As⁺⁵, Pb⁺³, y Cr⁺⁶, entre otros. De estos iones y conjuntos iónicos, sólo As, F⁻ y NO₃⁻ serán analizados con mayor detalle, ya que son elementos comunes en las aguas subterráneas del Sur de Córdoba y que, al estar presentes en concentraciones que superan determinados límites de aptitud y ser consumidas durante períodos prolongados de tiempo, pueden producir efectos patológicos en personas y animales.

Fluoruros

El origen de la presencia del ion fluoruro (F⁻) en los acuíferos de la región es actualmente discutida. Numerosos autores han trabajado sobre el tema, estableciendo como posibles fuentes de este elemento al vidrio volcánico (Nicolli *et al.*, 1997), fluorita y fluorapatita (Edmunds y Smedley, 1996) presente en los sedimentos eólicos loésicos, siendo el aporte de piroxenos, micas y anfíboles menos importantes (Edmunds y Smedley, 1996). Los minerales derivados de rocas ígneas y metamórficas también pueden aportar F⁻ al agua subterránea por procesos de disolución (Nicolli *et al.*, 1997) e intercambio aniónico (Zack, 1980). Estos autores también han observado que los tenores de Ca⁺² y Na⁺ son los principales factores que controlan la concentración de fluoruros en aguas naturales, siendo que el Ca⁺² inhibe su concentración, mientras que el Na⁺ la facilita (Blarasin, 2003). Es por ello que el F⁻ suele encontrarse en concentraciones elevadas en aguas subterráneas bicarbonatadas sódicas o con altas concentraciones de bicarbonatos y pobres en Ca⁺².

Los tenores de F⁻ medidos para el acuífero sedimentario de la cuenca de El Cano son bajos a moderados (58% de las muestras poseen valores inferiores a 1 mg/L), con excepciones de hasta 8,8 mg/L en la muestra B10 (Tabla VII.2.). La distribución geográfica de los mismos

puede observarse en el mapa de la Fig. VII.12. Los tenores elevados de F^- en las muestras B10 (8,8 mg/L), B9 y B19 (3 mg/L) y B21 (2,1 mg/L) pueden ser explicados por las litologías finas (de origen eólico) dominantes en el sector donde se encuentran (sobre una divisoria de aguas subterráneas), cuya mineralogía está enriquecida en este elemento. Los elevados contenidos de bicarbonatos y Na^+ , sumados a los pequeños tenores de Ca^{+2} que poseen estas muestras, potenciarían la afinidad del ion fluoruro con estas aguas. Los valores observados en la muestra B13 (2,3 mg/L) y B27 (1,15 mg/L), pueden explicarse por encontrarse en la subunidad geomorfológica “Planicie fluvio-eólica levemente ondulada”, donde la menor frecuencia de paleocanales favorece una mayor proporción de sedimentos eólicos.

En el acuífero fisurado se observan valores de fluoruros bajos a muy bajos para todas las muestras. Si bien no son muy elevados, los mayores tenores se observaron en el pozo B4 donde se alcanzaron 1,3 mg/L.

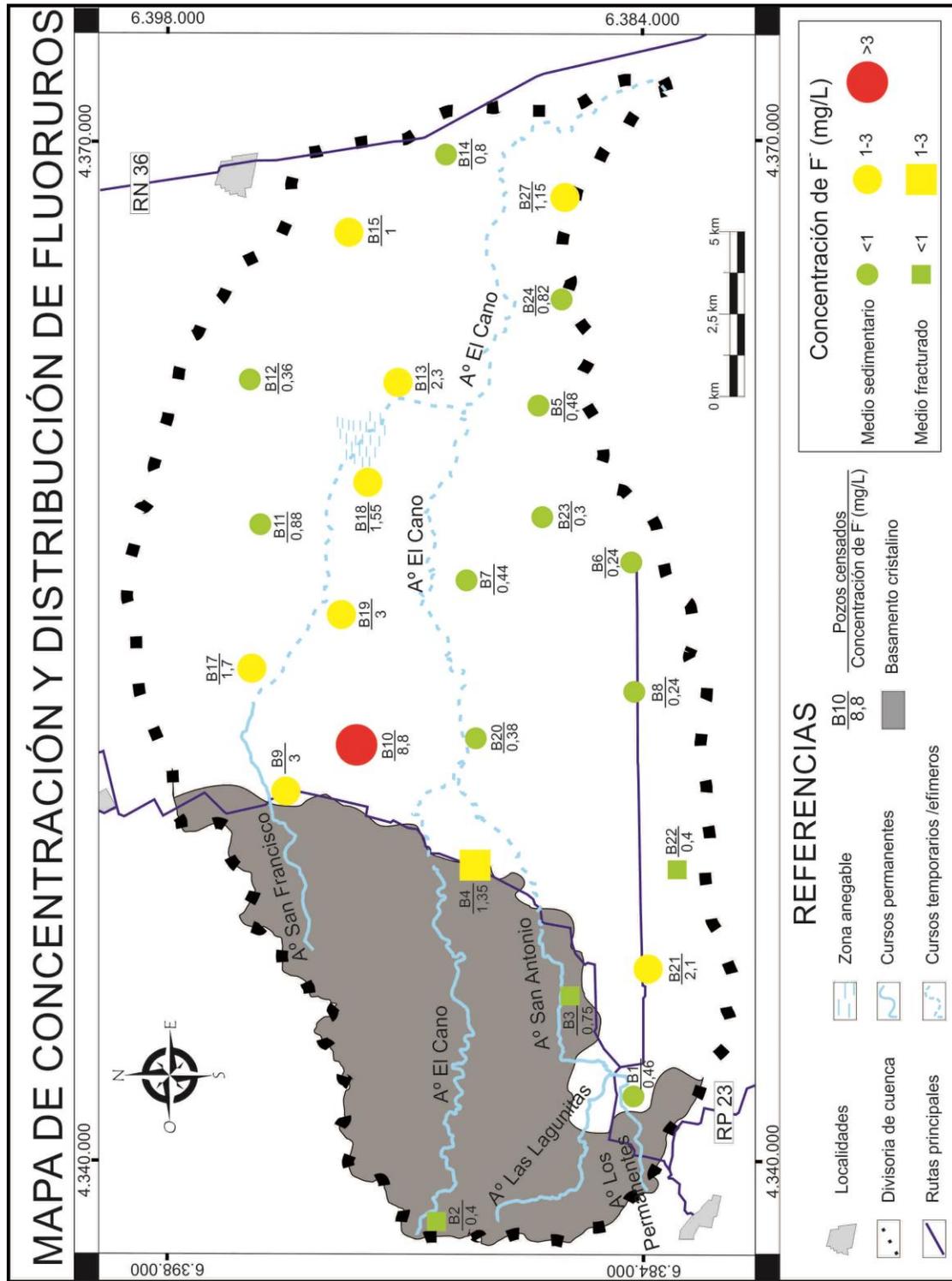


Figura VII.12.: Mapa de concentraciones y distribución de fluoruros.

Arsénico

Con respecto al Arsénico, es importante destacar que la Llanura Chacopampeana constituye una de las áreas típicas en el mundo con altas concentraciones de As en el agua subterránea (Smedley y Kinninburg, 2002). El origen de este elemento ha sido asociado por varios autores (Smedley y Kinninburg, 2002; Nicolli *et al.*, 1997; Blarasin, 2003; entre otros) a los componentes principales de los sedimentos loésicos, tales como vidrio, minerales y fragmentos líticos de origen volcánico, los cuales se ven afectados por procesos de disolución. En adición, el As puede ser un constituyente secundario de sulfuros (pirita, calcopirita, esfarelita, galena, pirrotina) y óxidos de hierro, que pueden estar presentes tanto en rocas ígneas y metamórficas, como en los sedimentos que componen el medio clástico.

Los valores de As presentes en el acuífero sedimentario de la cuenca, abarcan el rango entre 0 y 100 $\mu\text{g/L}$, siendo que los tenores más frecuentes (75% de las muestras) no exceden los 20 $\mu\text{g/L}$ (Tabla VII.2.). La distribución geográfica de las concentraciones mayores de As es similar a la previamente descrita para el ion fluoruro, estando los valores más elevados ubicados en los sectores de divisoria de aguas subterráneas del ambiente pedemontano y en la subunidad geomorfológica "Planicie fluvio-eólica levemente ondulada" (Fig. VII.13.), donde predominan sedimentos finos de origen eólico, capaces de aportar As a las aguas del acuífero.

Las concentraciones de Arsénico en el acuífero fracturado son mayoritariamente (75% de las muestras) muy bajas a nulas, alcanzando un valor máximo puntual de 15 $\mu\text{g/L}$ en la muestra B4.

Según Blarasin (2003), es normal que los tenores de As y F^- presenten una alta afinidad geoquímica (elevado coeficiente de correlación positiva -R-), estando los tenores más elevados de ambos elementos vinculados a condiciones geoquímicas que favorecen su movilización. De esta manera, se obtuvo una moderada a buena correlación para las aguas muestreadas, obteniéndose valores de $R= 0,62$ para el acuífero sedimentario y de $R= 0,92$ para el acuífero fracturado; el valor de correlación para todas las muestras analizadas en conjunto es de $R= 0,62$ (Fig. VII.14.).

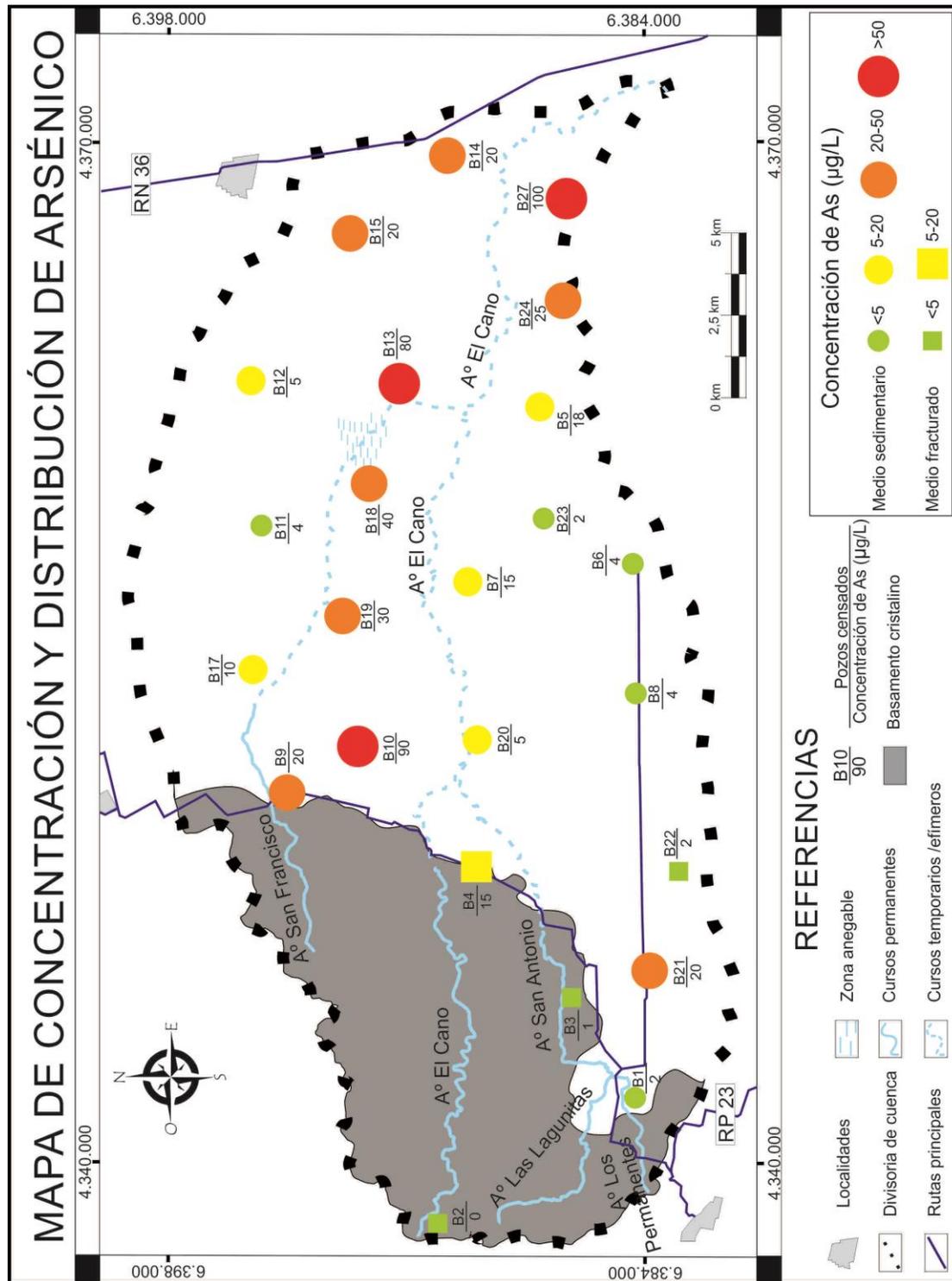


Figura VII.13.: Mapa de concentraciones y distribución de Arsénico.

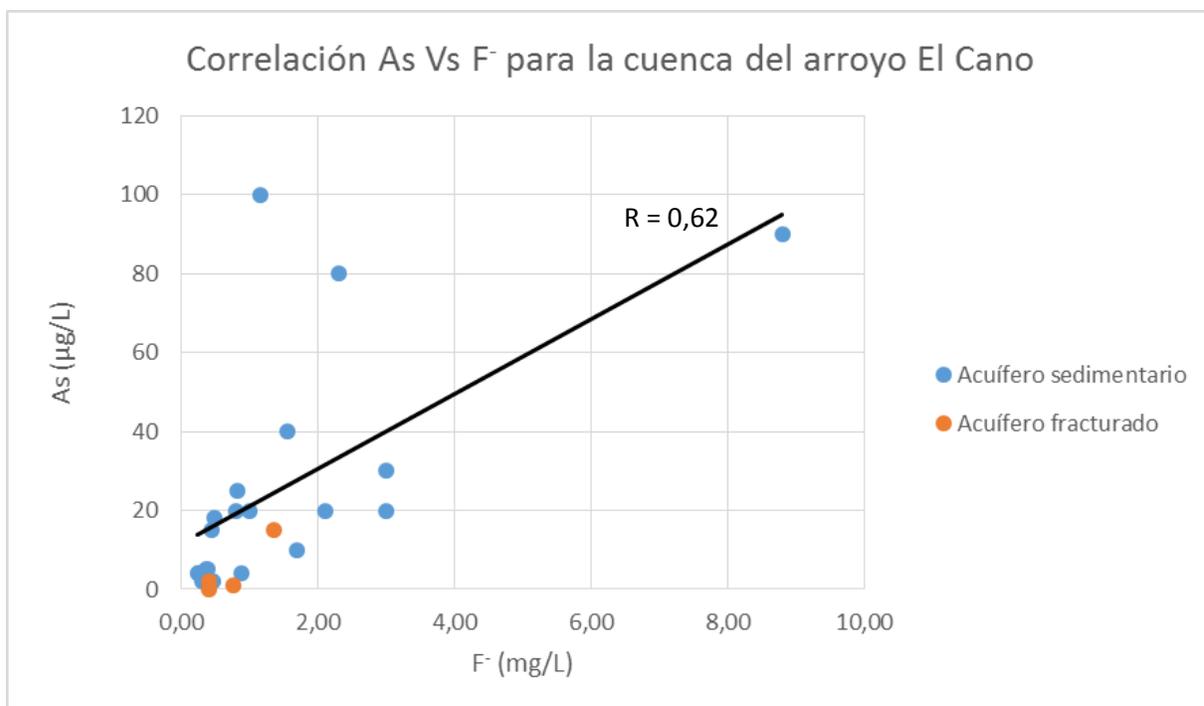


Figura VII.14.: Gráfico de correlación As Vs F⁻.

Nitratos

En cuanto al complejo aniónico NO₃⁻, es necesario recalcar su importancia como indicador de contaminación, dado que no se encuentran tenores elevados de este elemento en las aguas subterráneas de manera natural. Las fuentes de nitrato en el agua subterránea pueden ser de dos tipos: uno natural, procedente de la oxidación de materia orgánica natural nitrogenada; y otro antrópico por compuestos orgánicos e inorgánicos, siendo comunes los materiales de desechos de animales de cría extensiva e intensiva, la disposición doméstica o municipal de excretas humanas, efluentes industriales y uso de agroquímicos, entre otros. Se trata de un elemento estable y muy móvil, siempre y cuando se mantengan las condiciones aeróbicas del ambiente subterráneo (Blarasin, 2003; Giuliano Albo, 2013; Matteoda, 2012).

De las muestras de aguas subterráneas analizadas para el acuífero sedimentario, un 90% de ellas presentó concentraciones de NO₃⁻ que no superan los 15 mg/L (Tabla VII.2.), estando comprendidas dentro de los valores de fondo natural calculados por diversos autores para la región (Blarasin, 2003; Matteoda, 2008; Matteoda, 2012). El 10% restante de las muestras supera este valor, por lo que se interpreta que están siendo afectadas por procesos de

contaminación. A partir del mapa de distribución de los tenores de NO_3^- en la cuenca (Fig. VII.15.) se observa que las muestras con mayor concentración se ubican de manera dispersa, sin una organización espacial preferencial, aspecto que está vinculado a los múltiples factores que inciden en la llegada de un contaminante al acuífero (profundidad del nivel freático, litología de la zona no saturada, concentración de la carga contaminante, tiempo de vertido, etc.). Las muestras B19 y B5, poseen concentraciones de nitratos levemente superiores al fondo natural previamente mencionado. Estos valores son atribuidos a la utilización continua a través de los años, de fertilizantes y demás agroquímicos por parte de los encargados de asentamientos rurales, con el fin de obtener un mejor rendimiento de sus cosechas. Este hecho, sumado a la mala disposición final de los envases vacíos de agroquímicos (Fig. VII.16.) y a un mal diseño de la perforación (el pozo B5 no fue calzado), incrementan el riesgo de contaminación.

Para el acuífero fracturado, se determinó que el 75% de las muestras superan los tenores de nitratos establecidos como valor de fondo natural para la región. El valor más elevado se observó en el pozo B4, ubicado en el pueblo de El Cano, donde se alcanzaron los 65 mg/L. Esta situación puede explicarse por un posible efecto de contaminación puntual debida a la presencia de pozos de saneamiento de desechos in situ (“pozos negros”) cercanos a la captación. Este tipo de poblados carece de un sistema de cloacas, por lo que la utilización de este tipo de pozos es de carácter común. Puede sumarse además, la situación de contaminación difusa, producto de la utilización de agroquímicos por parte de los emprendedores rurales presentes en las cercanías de la perforación, los cuales pueden explicar también los valores observados en el pozo B22. El valor anómalo registrado en el extremo occidental de la cuenca (pozo B2), es interpretado como producto de la lixiviación de los nitratos presentes en las heces del ganado ovino que es criado en el lugar (Fig. VI.6.). Estos lixiviados infiltran por el suelo y alcanzan rápidamente el acuífero debido al poco espesor de la zona no saturada en ese sitio (1,23 m), favoreciendo de esta manera una rápida velocidad de infiltración e impidiendo que se produzcan la dilución de la carga contaminante.

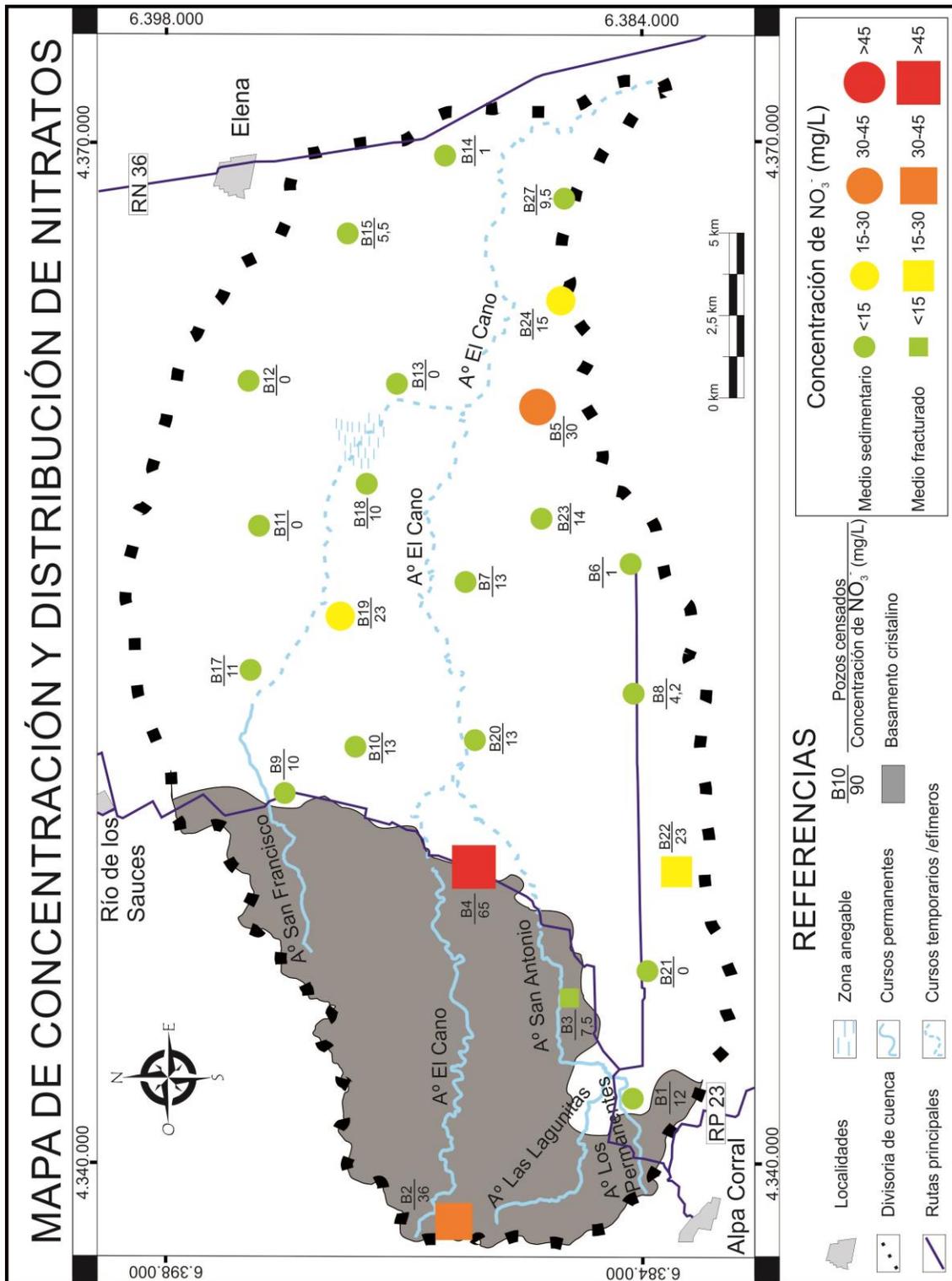


Figura VII.15: Mapa de concentraciones y distribución de Nitratos.



Figura VII.16.: Disposición de envases residuales de agroquímicos en las cercanías de las captaciones de agua subterránea. **a)** Pozo B19. **b)** Pozo B27.

CAPÍTULO VIII

CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA

VIII.1. Introducción

Se entiende por isótopos de un elemento, al conjunto de átomos con igual número de protones pero distinto número de neutrones, es decir, que comparten el número atómico pero no la masa atómica, por lo que poseen ligeras diferencias en sus propiedades físicas y químicas. Por su comportamiento en el tiempo, los isótopos pueden ser clasificados en estables e inestables. Los estables son aquellos cuyas fuerzas nucleares de repulsión entre protones están compensadas por los neutrones, por lo que poseen una vida media superior a los 3.000 millones de años. Los isótopos inestables o radioactivos, por su parte, poseen un exceso importante de neutrones en relación a la cantidad de protones presentes, por lo que sus fuerzas nucleares no se encuentran compensadas, y tienden a alcanzar la estabilidad desintegrándose mediante la liberación espontánea de energía o de partículas para estabilizar el núcleo; la vida media de estos átomos es inferior a los 3.000 millones de años (Vazquez-Suñé *et al.*, 2009).

La geoquímica isotópica es la rama de la hidrogeología que emplea en la investigación el análisis de isótopos, los cuales se encuentran ampliamente distribuidos en el ambiente, participando activamente del ciclo hidrológico. A partir de estos estudios es posible determinar el origen de los solutos en el agua, discriminando entre orígenes naturales y antrópicos, determinar las fuentes de recarga de los acuíferos, relaciones hidráulicas entre sistemas hídricos, el tiempo de residencia del agua en el acuífero y los procesos químicos que tienen lugar (Craig, 1961; Gonfiantini, 1978; Gat, 1996; Mook, 2001; Gibson *et al.*, 1995; Custodio, 2005; Martínez *et al.*, 2007; Dapeña y Panarello, 2007; Quiroz Londoño, 2009; Vazquez-Suñé *et al.*, 2009).

Isótopos estables en aguas subterráneas: ^{18}O y ^2H

El principal interés de los isótopos estables en la Hidrogeología es el de informar sobre el origen del agua y de los solutos presentes en ésta, determinar las condiciones climáticas existentes en el momento y lugar de la recarga, y determinar los procesos desarrollados durante su historia. Los isótopos estables más utilizados para tal fin son ^{18}O y ^2H , siendo ambos componentes comunes de la molécula de agua. Bajo las condiciones de presión y temperatura habituales, estos isótopos se comportan como conservativos, por lo que es común que las aguas subterráneas conserven "memoria" de la composición isotópica de su origen durante períodos de tiempo muy largos (Craig, 1961a; Gat, 1996; Mook, 2001; Vazquez-Suñé *et al.*, 2009).

La composición isotópica de los elementos que se encuentran en la naturaleza es casi constante. De los distintos tipos de isótopos estables de Hidrógeno existentes en la naturaleza, el ^1H es el más abundante (99,98%) seguido por el ^2H o Deuterio (0,016 %). Para el caso del Oxígeno, el ^{16}O se presenta en mayores cantidades (99,76%), seguido por el ^{18}O (0,20%) y el ^{17}O (0,04 %). Estos átomos pueden combinarse de distintas maneras para formar una molécula de agua, siendo las formas más comunes H_2^{16}O , $\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ y H_2^{18}O (Way *et al.*, 1950; Nier, 1959; Lide y Frederikse, 1995). Las propiedades de los diferentes isótopos de un mismo elemento son muy similares, sin embargo se producen variaciones en los atributos controlados directamente por la masa molecular, tales como la densidad, la presión de vapor, la movilidad iónica y la difusividad (IAEA, 1981).

La diferencia en las masas de los distintos tipos de moléculas de agua genera un fraccionamiento isotópico característico, como parte integrante del ciclo hidrológico. Esto se debe a que las moléculas isotópicamente más livianas poseen una presión de vapor mayor, por lo que tienden a conformar fases gaseosas con más facilidad que aquellas compuestas por isótopos pesados, las cuales suelen quedar concentradas en el líquido remanente que sufrió el proceso de evaporación (Gat, 1984). Por otro lado, las especies moleculares pesadas que conforman el vapor de agua poseen una presión de vapor menor, por lo que poseen una mayor facilidad para condensarse y precipitar que sus homólogas más livianas. De esta manera, se produce una concentración desigual de los isótopos estables de la molécula de agua al pasar de un estado de la materia a otro, a través de las distintas etapas del ciclo hidrológico; las

moléculas que conforman el vapor de agua de las nubes tenderán a incrementar su contenido de especies más livianas, mientras que las gotas de agua condensadas a partir de ese vapor y los cuerpos acuosos sujetos a procesos de evaporación tenderán a enriquecerse en isótopos pesados.

Los cambios producidos por el fraccionamiento isotópico en la abundancia de isótopos estables en sustancias naturales son generalmente muy pequeños, por lo que es común representar la variación del isótopo menos abundante con respecto al más abundante; a esta variación se la denomina abundancia relativa (R). De esta manera, las abundancias relativas de ^{18}O respecto a ^{16}O y de ^2H respecto a ^1H quedan conformadas respectivamente de la siguiente manera: $R^{18} = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $R^2 = ^2\text{H}/^1\text{H}$. Es importante destacar que el valor de R de una muestra es expresado siempre en relación de un valor estándar o de referencia, el cual suele ser una sustancia, natural o sintética, de valor bien conocido. Para el caso de los isótopos estables de la molécula de agua, el patrón de referencia es la composición isotópica media del agua de mar (SMOW_v – Standard Mean Ocean Water, Vienna). La utilización de un valor estándar permite reducir errores sistemáticos y obtener valores de R expresados en términos de un parámetro llamado desviación isotópica (δ), definida como la relación entre el valor de R en la muestra a estudiar y el valor de R en el estándar; los valores se multiplican por un factor de 1000 para manejar valores significativos:

$$\delta (\text{‰}) = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}}}{R_{\text{estándar}}} \times 1000$$

Un valor positivo de δ indica que la muestra está enriquecida en ^{18}O o ^2H respecto al estándar, por lo que es más pesada. Un valor negativo, en cambio, indica que la muestra se encuentra empobrecida respecto al estándar, siendo de esta manera más liviana (IAEA, 1981; Mook, 2001).

Durante la realización de este tipo de análisis, adquiere una particular importancia el estudio isotópico de las precipitaciones, debido a que el agua de lluvia es el principal factor de recarga de los sistemas hídricos. A partir de varios estudios (Friedman, 1953; Craig, 1961b; Gonfiantini, 1978; entre otros) se pudo evidenciar una clara relación entre los contenidos de ^2H y ^{18}O en aguas meteóricas no afectadas por evaporación, la cual adquiriría un carácter lineal

al volcar los datos en un gráfico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$. Esta correlación permite definir una recta, denominada "Línea Meteorica Mundial" (LMM), la cual responde a la ecuación $\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+10\text{‰}$. Con el fin de poder relacionar la composición isotópica de cualquier muestra de agua con la LMM, Dansgaard (1964) definió el parámetro de exceso de deuterio ("d"), definido matemáticamente como: $d= \delta^2\text{H}-8\delta^{18}\text{O}$. En esta ecuación, "d" coincide con el valor de la ordenada al origen y depende fundamentalmente del contenido de humedad relativa de las masas de vapor atmosférico que originan las precipitaciones, por lo que se torna una propiedad útil para caracterizar su origen y diferenciar los procesos en estado de equilibrio de los de no equilibrio (Merlivat y Jouzel, 1979). Así, las muestras de precipitaciones continentales poseen un exceso de deuterio que supera el 10‰, reflejando un menor contenido de humedad que en el ambiente oceánico. De esta manera, se pueden definir líneas meteoricas locales para cada región, las cuales representan diferentes condiciones meteorológicas que permiten caracterizar la función de entrada en los sistemas hidrológicos en distintos territorios (Dapeña y Panarello, 2002, 2004, 2005 y 2008; Cabrera, 2009).

Las variaciones registradas en los distintos eventos de precipitaciones dependen fundamentalmente de factores geográficos y climáticos, quedando la composición isotópica media anual de las aguas meteoricas fuertemente relacionada con la temperatura media anual del aire y consecuentemente con la latitud y altitud de formación. También la cantidad de lluvias precipitadas y la penetración de los frentes de humedad dentro del continente influyen en esta composición. Estos factores que controlan la composición isotópica del agua meteorica pueden resumirse en los siguientes efectos (Dansgaard, 1964):

Efecto de latitud: Los contenidos de ^2H y ^{18}O en lluvia disminuyen al aumentar la latitud. Se debe a la mayor o menor temperatura a la cual se generan las masas de vapor y de lluvia o nieve.

Efecto estacional: La lluvia de invierno es más ligera que la de verano. A menor temperatura de evaporación más ligeras son las nubes y mayor es el fraccionamiento. A esto se le suma la mayor evaporación de las gotas de lluvia en verano.

Efecto continental: Los contenidos de ^2H y ^{18}O en lluvia disminuyen tierra adentro desde la costa. Se debe a que mientras las nubes descargan la precipitación, el vapor residual se va empobreciendo en isótopos pesados.

Efecto de altitud: Los contenidos de ^2H y ^{18}O en lluvia disminuyen al aumentar la altitud. Se debe a que el vapor residual después de las precipitaciones producidas a menor altura, se torna más empobrecido que el original.

Efecto de temperatura: A mayor temperatura de evaporación y condensación del vapor que conforma las precipitaciones, mayor será su contenido en isótopos pesados.

Efecto de cantidad: Las lluvias más abundantes son más ligeras. Se debe a que la lluvia se va haciendo más ligera conforme va condensando la humedad residual del aire, previamente empobrecida en isótopos pesados durante los episodios anteriores de lluvia.

Cuando el agua de lluvia alcanza la superficie del suelo, su composición puede ser modificada por el efecto de mezclas de agua de diferente composición, y por otros fenómenos tales como la evaporación, la difusión y el intercambio isotópico, entre otros (Gat, 1983). Estas modificaciones serán tanto más importantes mientras mayor sea el tiempo de permanencia del agua en superficie, que depende, a su vez, de la permeabilidad de los materiales superficiales del suelo; si la permeabilidad es elevada, la infiltración es rápida y la composición isotópica del agua infiltrada puede ser idéntica o similar a la de las precipitaciones. En caso contrario, se produce evaporación previa y el agua infiltrada es más pesada. Una vez que se infiltra a profundidades mayores de 3 ó 4 metros, el agua subterránea deja de estar sometida al proceso de evaporación y por lo tanto su composición isotópica se mantiene constante (Gat, 1983).

VIII.2. Análisis de los isótopos ^{18}O y ^2H en las precipitaciones de la región

Para llevar a cabo el análisis isotópico de las precipitaciones de la región, y debido a la inexistencia de un registro de isótopos estables ^{18}O y ^2H en el agua de lluvia de la cuenca, fue necesario recurrir a la serie de datos de precipitaciones de la localidad de Río Cuarto, ubicada

aproximadamente 60 km al Sur de la zona de estudio. Los valores de esta serie abarcan el período Octubre de 2006 - Diciembre de 2012 (Cabrera *et al.*, 2013). Sin embargo, por la escasez de precipitaciones en algunos meses del año, la serie final se elaboró a partir de 57 muestras de precipitaciones mensuales (Tabla VIII.1.).

MES	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)	MES	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)
octubre-06	-1,7	-7,0	7,0	septiembre-09	-5,8	-28,2	18,6
noviembre-06	-3,7	-16,0	14,0	octubre-09	-0,8	10,1	16,3
diciembre-06	-5,9	-40,0	7,2	noviembre-09	-6,1	-33,3	15,5
enero-07	-4,6	-28,0	8,8	diciembre-09	-5,8	-33,7	12,3
febrero-07	-4,2	-25,0	8,6	enero-10	-5,8	-33,0	13,7
marzo-07	-7,2	-47,0	10,6	febrero-10	-5,6	-33,5	11,2
abril-07	-8,9	-62,0	9,2	marzo-10	-3,9	-23,8	7,6
mayo-07	-3	-16,0	8,0	abril-10	-2,5	-6,3	14,1
junio-07	-7,3	-44,0	14,4	mayo-10	-4,7	-24,7	12,6
julio-07	-11,4	-84,0	7,2	septiembre-10	-4,2	-13,6	20,1
septiembre-07	-4,1	-18,0	14,8	octubre-10	-2,6	-2,0	18,5
octubre-07	-4,4	-15,0	20,2	noviembre-10	-3,4	-10,0	17,2
noviembre-07	-6,1	-31,0	17,8	diciembre-10	-2,0	-0,6	15,3
diciembre-07	-2,3	-11,0	7,4	enero-11	-6,8	-39,0	15,1
enero-08	-4	-23,0	9,0	febrero-11	-6,8	-39,6	14,9
febrero-08	-4,3	-21,0	13,6	marzo-11	-5,4	-27,0	16,3
marzo-08	-3,9	-17,4	14,1	abril-11	-5,3	-27,0	15,6
abril-08	-4,5	-21,9	13,9	junio-11	-4,6	-23,3	13,4
mayo-08	-9,8	-75,8	2,6	agosto-11	-5,2	-28,2	13,2
junio-08	-6,9	-41,6	13,3	set-11	-3,6	-10,3	18,3
septiembre-08	-2,4	-0,2	19,0	octubre-11	3,0	24,7	0,7
octubre-08	0,4	15,7	12,4	noviembre-11	-4,4	-17,0	18,0
noviembre-08	-1,1	5,0	13,8	febrero-12	-9,6	-62,0	15,1
enero-09	-4,8	-23,6	14,5	abril-12	-7,5	-43,2	16,5
febrero-09	-5,5	-28,7	15,1	mayo-12	-4,9	-22,5	16,9
marzo-09	-8,0	-51,7	12,4	septiembre-12	-4,6	-18,3	18,2
abril-09	-3,6	-20,7	8,5	octubre-12	-4,6	-17,3	19,5
mayo-09	-10,9	-78,0	9,6	noviembre-12	-2,1	2,0	18,8
				diciembre-12	-5,4	-27,5	15,3

Tabla VIII.1.: Composición isotópica de las precipitaciones. Serie Río Cuarto (2006-2012). Cabrera *et al.*, 2013.

A partir de estos resultados se puede observar una gran variabilidad en los valores de $\delta^{18}\text{O}$, con un máximo de 3‰ y un mínimo de -11,4‰, y de $\delta^2\text{H}$, con valores máximos de 24,7‰ y mínimos de -84‰. Para ambos elementos, las composiciones más elevadas y, por lo tanto, más enriquecidas en isótopos pesados, se registraron en el mes de Octubre de 2011, mientras que las menores, más empobrecidas, fueron observados en Julio de 2007 (mes en el que se registraron eventos nivosos). Los valores de exceso de deuterio ("d") también

presentaron cierta dispersión, evidenciándose variaciones entre 0,7 y 20‰. Esto puede indicar distintas proveniencias y condiciones climáticas en la formación de las acumulaciones nubosas que generan las lluvias. De esta manera, las variaciones en los valores de "d" observadas revelarían distintos orígenes de las masas de aire que generan lluvias, fundamentalmente vapor reciclado vinculado con la corriente en chorro en capas bajas o Low Level Jet, así como el fenómeno ENSO y la variación de la ITZC (González *et al.*, 2009, Cabrera *et al.*, 2013). Los "d" >10 son típicos de lluvias originadas por vapor reciclado, los valores de "d" entre 0 y 10 indican procesos de evaporación y los valores de "d" <0 indican procesos cinéticos de fraccionamiento. En las región, Cabrera (2009), Giuliano Albo (2013) y Cabrera *et al.* (2013), manifiestan que los valores de "d" >10, característicos de masas de aire originadas por vapor reciclado, imprimen una característica distintiva a la precipitación que se ve reflejada en el agua de los acuíferos del Sur de la llanura cordobesa.

Con el fin de ampliar el análisis, se graficaron los datos isotópicos de la serie pluviométrica en un diagrama $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$. En él se observa una buena correlación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, los cuales se alinean siguiendo una recta de función general $y=ax+b$ denominada, como ya se ha visto, Recta Meteorica Local (RML). La construcción de esta recta resulta importante, ya que permite ver la composición isotópica de la principal entrada de agua a los sistemas hídricos, lo que permite determinar origen, áreas de recarga y relaciones hidrodinámicas en los distintos ambientes hidrológicos (Cabrera *et al.*, 2013). Para determinar los parámetros fundamentales (pendiente y ordenada al origen) de esta función, se utilizaron cálculos de regresión lineal y ortogonal entre las variables $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, cuyas representaciones gráficas se observan en la Fig. VIII.1. Las ecuaciones calculadas de esta manera son:

$$\text{Regresión lineal: } \delta^2\text{H } \text{‰} = (8,07 \pm 0,22) \delta^{18}\text{O } \text{‰} + (13,75 \pm 1,22)$$

$$\text{Regresión ortogonal: } \delta^2\text{H } \text{‰} = (8,24 \pm 0,22) \delta^{18}\text{O } \text{‰} + (14,58 \pm 1,21)$$

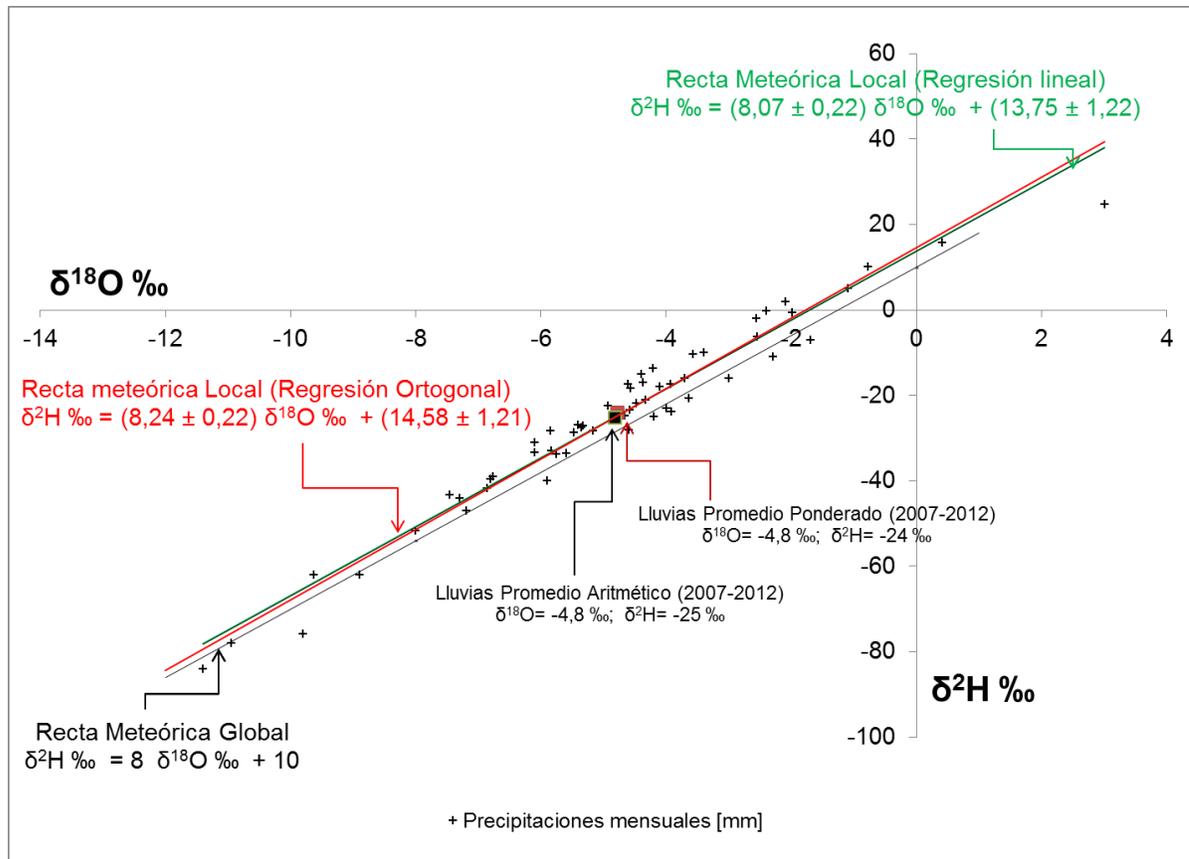


Figura VIII.1.: Diagrama $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ para las lluvias locales. Serie Río Cuarto (2006-2012). Cabrera *et al.*, 2013.

Si bien ambas rectas se asemejan bastante entre sí, difiriendo en pequeña proporción los valores de pendiente y ordenada al origen, por recomendación de la Organización Internacional de Energía Atómica (OIEA) se utilizará solamente la regresión ortogonal (IAEA, 1992), ya que tiene en cuenta la incertidumbre asociada a las variables independiente y dependiente (ejes x e y respectivamente), mientras que la regresión lineal calculada con mínimos cuadrados sólo considera la incertidumbre en la variable dependiente. De esta manera, al comparar la línea meteórica local (LML) calculada por regresión ortogonal con la línea meteórica global (LMG), es posible observar que las diferencias son sutiles, con valores de pendiente prácticamente iguales (8,24‰ para la primera y 8‰ para la segunda), y variaciones mínimas en la ordenada al origen (14,58‰ y 10‰ respectivamente).

Para realizar una representación puntual de los datos de la serie, se calcularon los promedios aritmético y ponderado. El primero de ellos arrojó valores de $\delta^{18}\text{O}$ de -4,82‰ y de $\delta^2\text{H}$ de -25,17‰; el segundo de ellos prácticamente no presentó variaciones, con valores de

$\delta^{18}\text{O}$ de -4,79‰, y de $\delta^2\text{H}$ de -24‰. Como el valor del promedio ponderado tiene en cuenta el volumen de agua caído en cada año, su utilización es considerada la más adecuada para los sistemas hidrológicos (IAEA, 1981).

Con respecto a la relación entre la composición isotópica y la temperatura, es posible observar que en los meses de verano (diciembre, enero y febrero) el agua meteórica es más empobrecida que en los meses de primavera (septiembre, octubre, noviembre) con un mínimo en el mes de febrero y un máximo en octubre; en los meses de otoño e invierno, por su parte, es más empobrecida aún que en los períodos anteriormente mencionados, con un mínimo en el mes de julio (Fig. VIII.2.). Este comportamiento puede indicar que los valores empobrecidos del verano están asociados a efectos tales como cantidad y continentalidad, y en otoño e invierno a efecto estacional (Dansgaard, 1964). Asimismo, en algunos de los meses, puede deberse a la multiplicidad de factores atmosféricos que modifican el clima en la región pampeana (Dapeña, 2008), a las escasas precipitaciones en algunos meses del año (principalmente en invierno) y/o al corto período de tiempo analizado, lo que impide comparar con otros años los resultados obtenidos para descartar posibles anomalías en la muestra tratada (Cabrera *et al.*, 2013).

La relación entre la cantidad de precipitación y los valores isotópicos no pudieron ser evaluados para esta serie, debido al carácter mensual en la frecuencia del muestreo, lo cual puede enmascarar el efecto de cantidad asociado a eventos convectivos intensos que provocan grandes precipitaciones en pocas horas. La identificación de este efecto se deberá realizar a través de la medición de las lluvias diarias (Cabrera *et al.*, 2013).

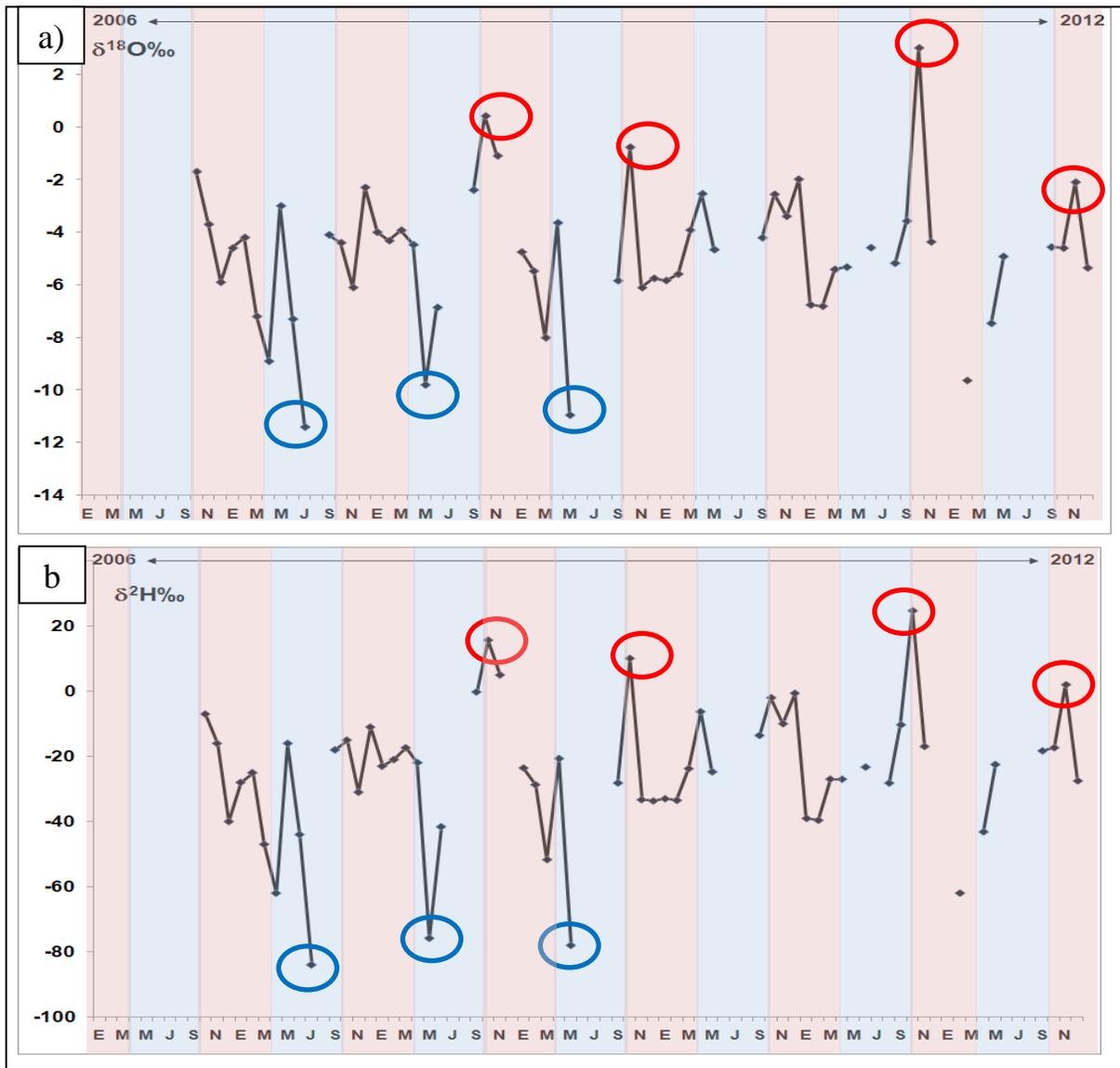


Figura VIII.2.: Composición isotópica de las precipitaciones con respecto al tiempo; período 2006-2012. En rosa se indican los meses más cálidos del año (octubre-marzo) y en celeste los más fríos (abril-septiembre). a) $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ vs tiempo. b) $\delta^2\text{H}\text{‰}$ vs tiempo. Fuente: Cabrera *et al.*, 2013.

VIII.3. Análisis de los isótopos ^{18}O y ^2H en aguas superficiales

De los sitios de aforo de aguas superficiales evaluados anteriormente (A1-A14), se obtuvieron muestras de agua para su análisis isotópico en 7 de ellos (A1-A7) (Fig. VIII.3.), estando el resto seco en las fechas de muestreo (se trata de cursos que adquieren un carácter efímero en los sectores extraserranos). Los resultados obtenidos de este análisis están representados en la Tabla VIII.2. Estos valores son muy similares entre sí, presentando una

media de $\delta^{18}\text{O}$ de -4,8‰ y de $\delta^2\text{H}$ de -22‰, los cuales, a su vez, no difieren significativamente del promedio ponderado calculado para las precipitaciones ($\delta^{18}\text{O}=-4,79‰$, y $\delta^2\text{H}=-24‰$). La similitud entre ambos pares de datos permite confirmar que el origen del agua que integra los cursos fluviales en el sector de cuenca alta de la zona de estudio es principalmente derivado de precipitaciones.

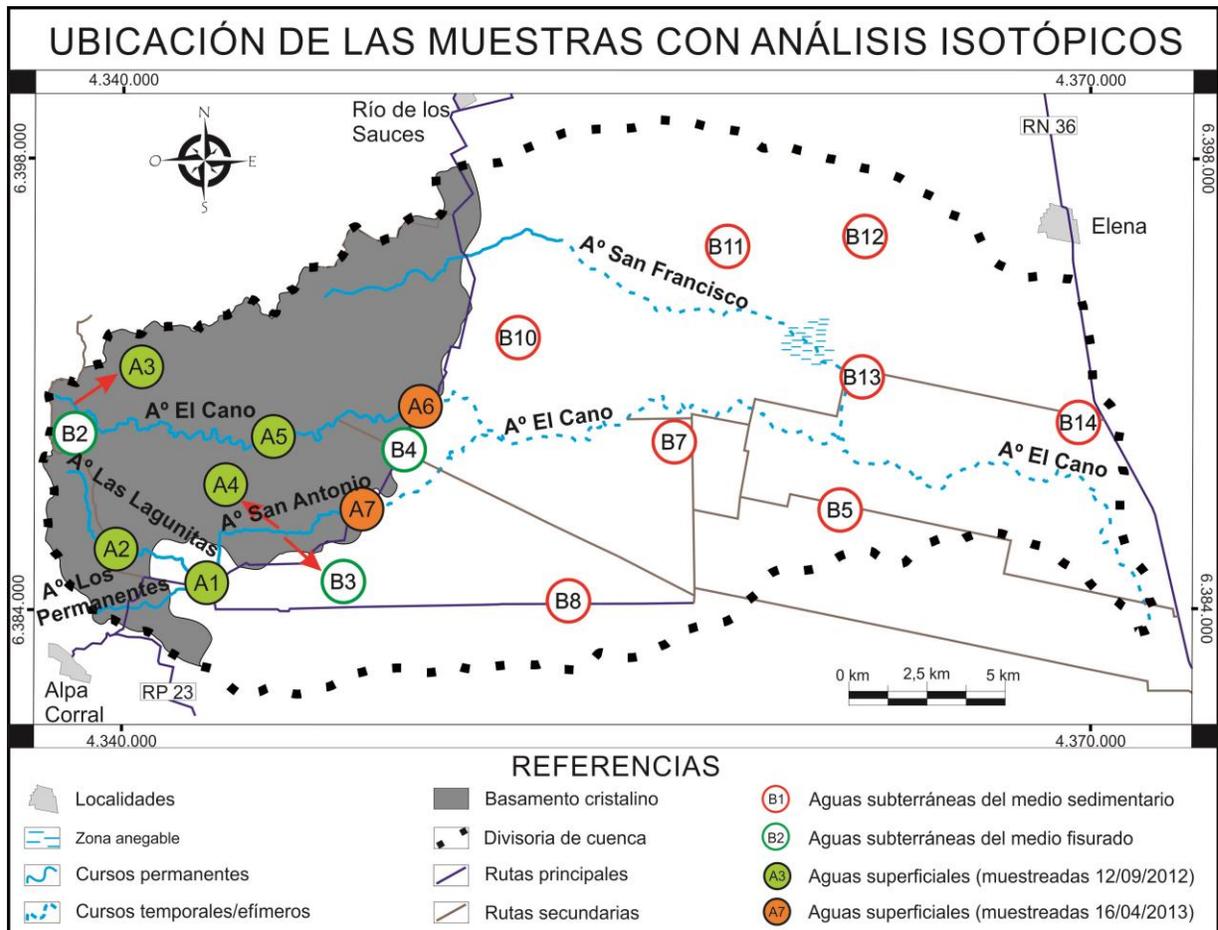


Figura VIII.3.: Ubicación de las muestras de agua sometidas a análisis isotópicos.

Muestra	Sistema muestreado	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ (± 0.3)	$\delta^2\text{H} \text{‰}$ (± 1)	d ‰	Fecha
A1	Los Permanentes	-4,6	-22,2	15	12/09/2012
A2	Las Lagunitas	-4,6	-20,6	17	
A3	El Cano	-5,4	-23,7	19	
A4	San Antonio	-4,9	-23,5	16	
A5	El Cano	-4,2	-17,6	16	
A6	El Cano	-4,8	-22,8	15	16/04/2013
A7	San Antonio	-4,9	-23,1	17	

Tabla VIII.2.: Composición isotópica de aguas superficiales.

Para completar el análisis, los resultados de la tabla VIII.2. fueron volcados dentro del gráfico de dispersión $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ (Fig. VIII.4.), donde se observa claramente la similitud entre el valor del promedio ponderado de precipitaciones y los datos correspondientes a las aguas superficiales. En adición, es posible distinguir la presencia de dos pares de datos que se alejan de la media ponderada, ubicándose en extremos opuestos de la recta. El primero de ellos corresponde a la muestra A3, la cual posee valores de $-5,4\text{‰}$ y -24‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ respectivamente. Este empobrecimiento puede ser explicado posiblemente por un efecto local de la altura, siendo que las precipitaciones que dan origen a este curso se producen cerca de la divisoria occidental de la cuenca, más de 200 metros por encima que el sitio de muestreo A5, (el cual posee valores de $\delta^{18}\text{O}$ enriquecidos en un $1,2\text{‰}$) aunque se trata sólo de una muestra con estas características. El segundo punto extremo es el que se presenta en las aguas de la muestra A5, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ de $-4,2\text{‰}$ y de $\delta^2\text{H}$ de -18‰ , indicando un enriquecimiento en isótopos pesados con respecto al resto de las muestras de aguas superficiales y a la media ponderada de precipitaciones. Este enriquecimiento, si bien no es muy pronunciado, podría estar evidenciando procesos leves de evaporación, por lo cual no llegan a desarrollar la típica "Recta de evaporación" en el diagrama de dispersión ^{18}O vs ^2H . La presencia de aguas más empobrecidas en el sitio de aforo del arroyo El Cano A6, ubicada varios metros aguas abajo del sitio A5, pueden explicarse por la fecha de muestreo. Esto se debe a que la muestra A6 fue recolectada durante el mes de Abril luego del período húmedo de primavera-verano, donde el agua transportada por los arroyos posee una composición isotópica relacionada a recarga reciente por precipitaciones más empobrecidas en isótopos pesados.

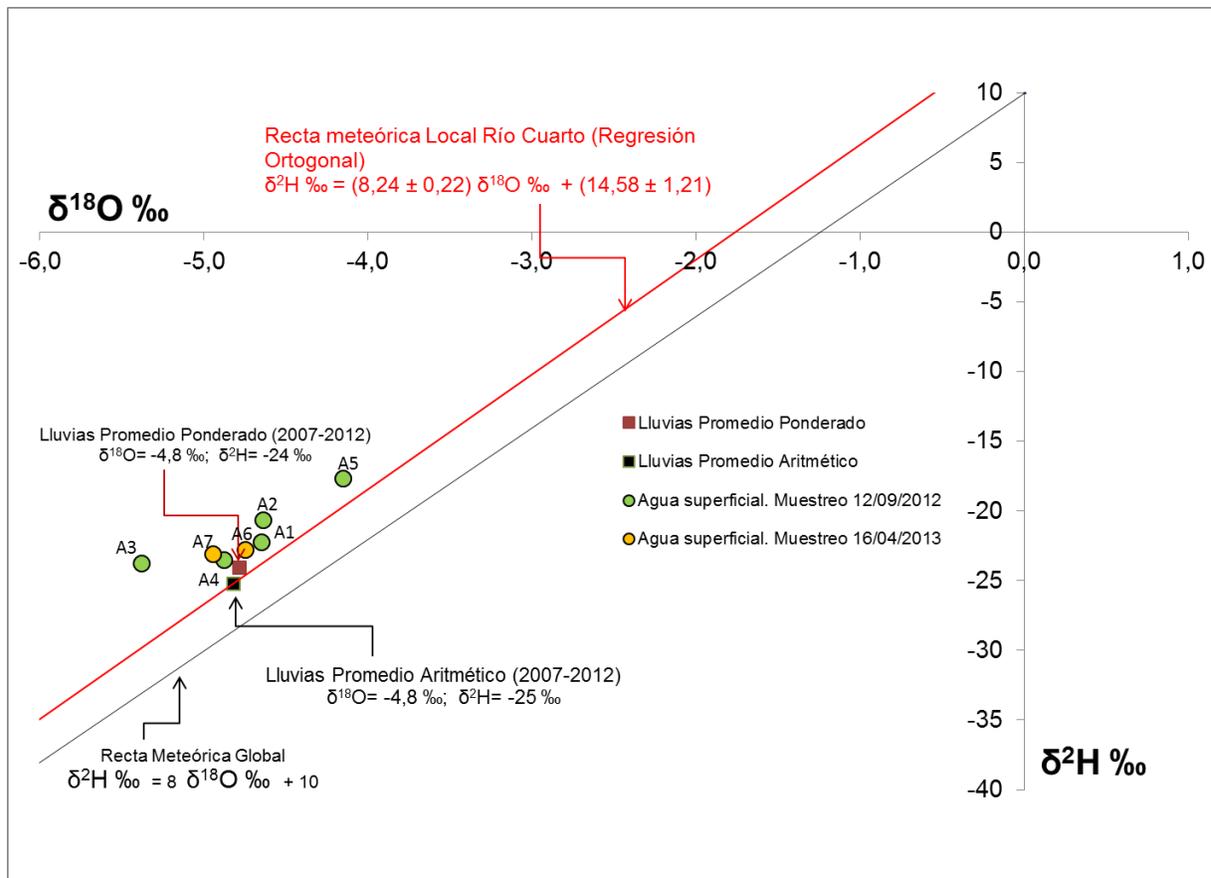


Figura VIII.4.: $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ para las muestras de aguas superficiales.

VIII.4. Análisis de los isótopos ^{18}O y ^2H en aguas subterráneas

Los resultados del análisis isotópico realizado sobre las muestras de aguas subterráneas de la cuenca del arroyo El Cano son presentados en la Tabla VIII.3., y graficados conjuntamente con la recta meteórica local y las muestras de aguas superficiales en la Fig. VIII.5; la ubicación geográfica de estas muestras se indica en la Fig. VIII.3. Las muestras subterráneas del medio fisurado promedian valores de $\delta^{18}\text{O}$ de $-4,9\text{‰}$ y de $\delta^2\text{H}$ de $-23,2\text{‰}$, mientras que para el acuífero sedimentario se obtuvieron valores medios de -5‰ y $-25,5\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ respectivamente. Estos resultados son muy similares entre sí y al promedio ponderado de precipitaciones, ajustándose, en mayor o menor medida, a la recta meteórica local (Fig. VIII.5.); las leves diferencias observadas entre las distintas muestras (exceptuando B8) pueden ser explicadas por la incertidumbre asociada a las determinaciones. Además, se

observa un leve empobrecimiento de la composición isotópica de las aguas subterráneas respecto a las aguas superficiales. De esta manera, es posible establecer un origen meteórico local y reciente de las aguas subterráneas en general. El agua muestreada en el sitio B8, evidencia el mayor empobrecimiento en isótopos pesados, por lo que se interpreta que estaría recibiendo el aporte de lentos flujos regionales de agua subterránea en el sistema fisurado, provenientes de un sector topográficamente más elevado, donde las precipitaciones locales están más empobrecidas debido al efecto de altitud (Fig. VIII.6.). La elevada conductividad eléctrica de la muestra B8, a su vez, estaría evidenciando las mayores distancias recorridas por estas aguas en el ambiente subterráneo (Fig. VIII.7.).

Muestra	Acuífero muestreado	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ (± 0.3)	$\delta^2\text{H} \text{‰}$ (± 1)	d ‰	Fecha
B2	Fracturado	-5,3	-24	18	12/09/2012
B3	Fracturado	-5,1	-25	16	
B4	Fracturado	-4,3	-21	13	
B5	Sedimentario	-5,1	-25	15	
B7	Sedimentario	-5,3	-26	16	
B8	Sedimentario	-5,4	-29	14	
B10	Sedimentario	-5,0	-25	15	16/04/2013
B11	Sedimentario	-4,8	-25	14	
B12	Sedimentario	-4,4	-23	12	
B13	Sedimentario	-5,3	-27	16	
B14	Sedimentario	-4,9	-24	15	

Tabla VIII.3.: Composición isotópica de aguas subterráneas.

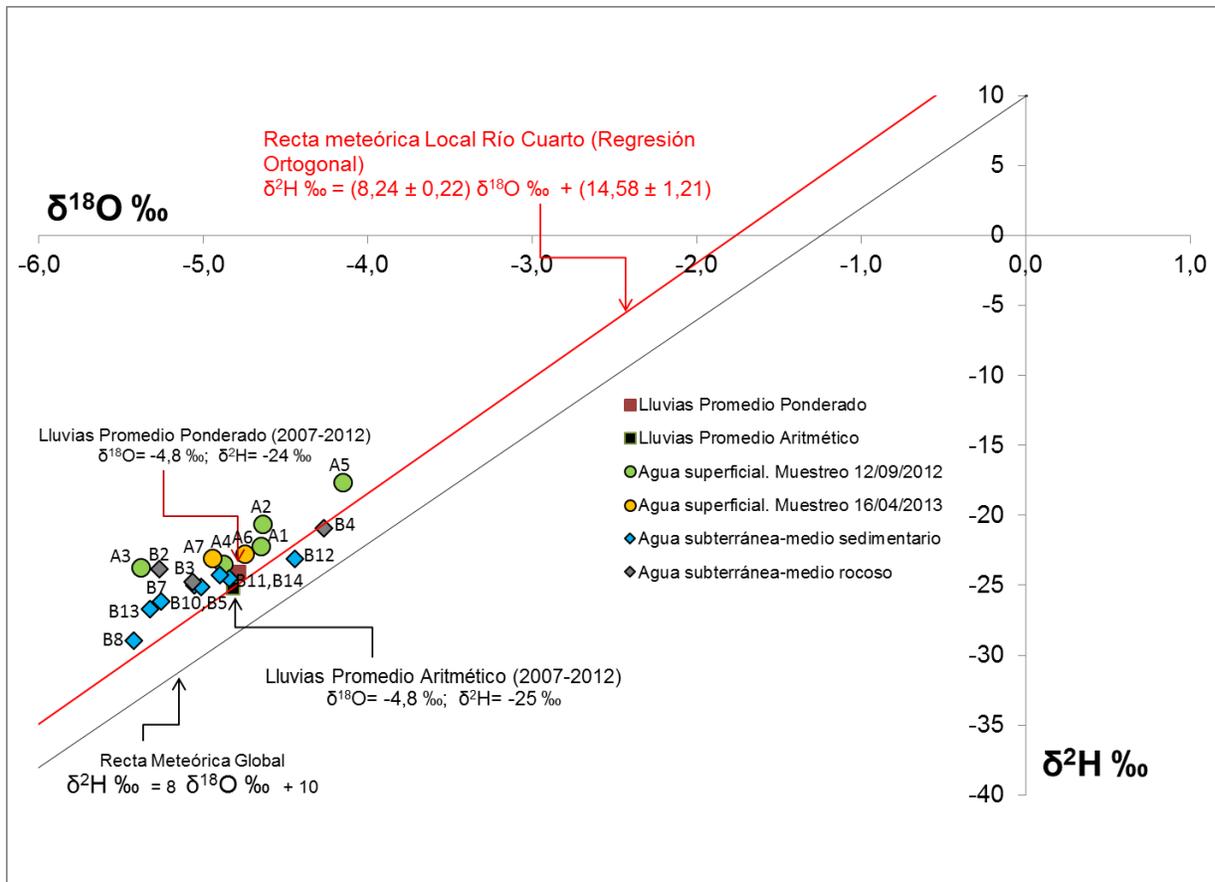


Figura VIII.5.: $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ para las muestras de aguas subterráneas.

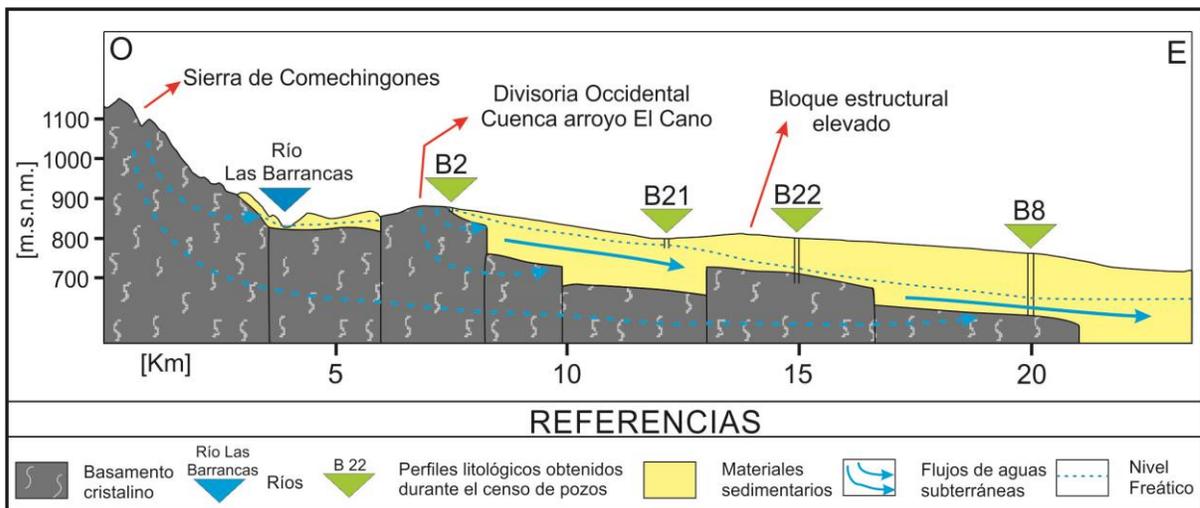


Figura VIII.6.: Perfil transversal esquemático de la zona de estudio (32°41'S) en el que se indica, además del flujo en medio sedimentario, las probables trayectorias en medio fracturado. Pueden observarse sistemas de flujos de aguas subterráneas locales y regionales.

El análisis de las similitudes y diferencias presentes en la composición isotópica de las muestras de aguas superficiales y subterráneas cercanas geográficamente, es útil para determinar las relaciones entre ellas. De esta manera, las semejanzas observadas en las muestras A3 y B2, y A4 y B3, permiten señalar un aporte de agua por parte del acuífero fisurado hacia los escurrimientos superficiales, confirmando la relación de influencia del acuífero con respecto a los cursos fluviales en el sector serrano. Las diferencias identificadas en el resto de las muestras, podrían estar indicando un proceso de mezcla de aguas.

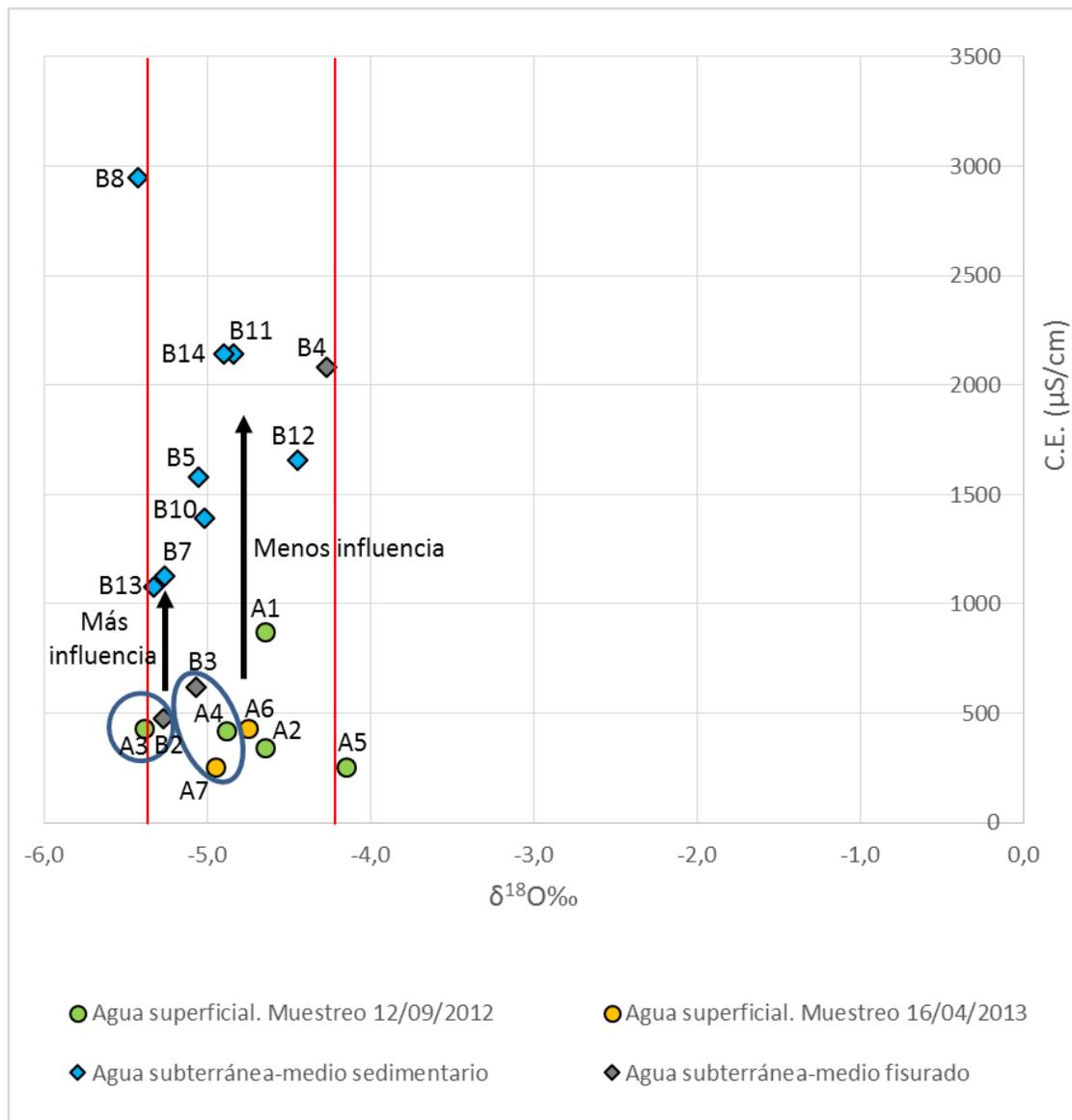


Figura VIII.7.: δ¹⁸O vs C. E. (conductividad eléctrica) para las muestras de aguas superficiales y subterráneas.

De lo anteriormente descripto, se concluye que las aguas subterráneas y superficiales presentes en la cuenca del arroyo El Cano han sido recargadas recientemente y que no han sido objeto de procesos importantes de evaporación. Esta situación se hace más evidente al comparar los datos obtenidos con información proveniente de otros sistemas hídricos del Sur de la provincia de Córdoba. Para ello, se recopilieron valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ y $\delta^2\text{H}\text{‰}$ de sistemas acuíferos confinados de la zona Las Acequias-La Carlota (Maldonado, 2014) y de sistemas de escurrimientos superficiales correspondientes al río Quinto en el tramo de circulación por la provincia de Córdoba (Bécher Quinodóz, 2013). Los datos isotópicos recopilados fueron graficados en un diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$, junto a aquellos obtenidos durante el desarrollo del presente trabajo (Fig. VIII.8.). Los resultados muestran la conformación de tres grupos distintivos. Por un lado, las aguas del acuífero confinado se alinean según la Recta Meteórica Local de Río Cuarto (LML), aunque presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ muy inferiores al resto de las muestras (valores medios de $\delta^{18}\text{O} = -6,3\text{‰}$ y $\delta^2\text{H} = -36,4\text{‰}$). Esta situación estaría indicando la presencia de aguas viejas, recargadas en el sector pedemontano de las sierras de Comechingones en un período climático más frío y seco, lo cual se corrobora por la ausencia de ^3H en estas aguas (Maldonado, 2014). Por otro lado, las aguas del río Quinto se encuentran notablemente enriquecidas en isótopos pesados (valores medios de $\delta^{18}\text{O} = -2,5\text{‰}$ y $\delta^2\text{H} = -13,7\text{‰}$) y se alinean según una recta de menor pendiente que la LML, denominada Línea de Evaporación. Se interpreta que estas aguas han sufrido intensos procesos de evaporación, en el sector de la presa Los Chañares y a lo largo de su lento escurrimiento en las planicies de Córdoba (Bécher Quinodóz, 2013). Finalmente, es posible observar que las muestras de agua relevadas en la cuenca del arroyo El Cano, presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ intermedios entre los grupos descriptos previamente (valores medios de $\delta^{18}\text{O} = -4,9\text{‰}$ y $\delta^2\text{H} = -23,7\text{‰}$), alineándose según la LML, sin presentar diferencias significativas con el promedio ponderado de precipitaciones, lo que indica la fuerte relación con las mismas y que se trata de agua jóvenes recién recargadas.

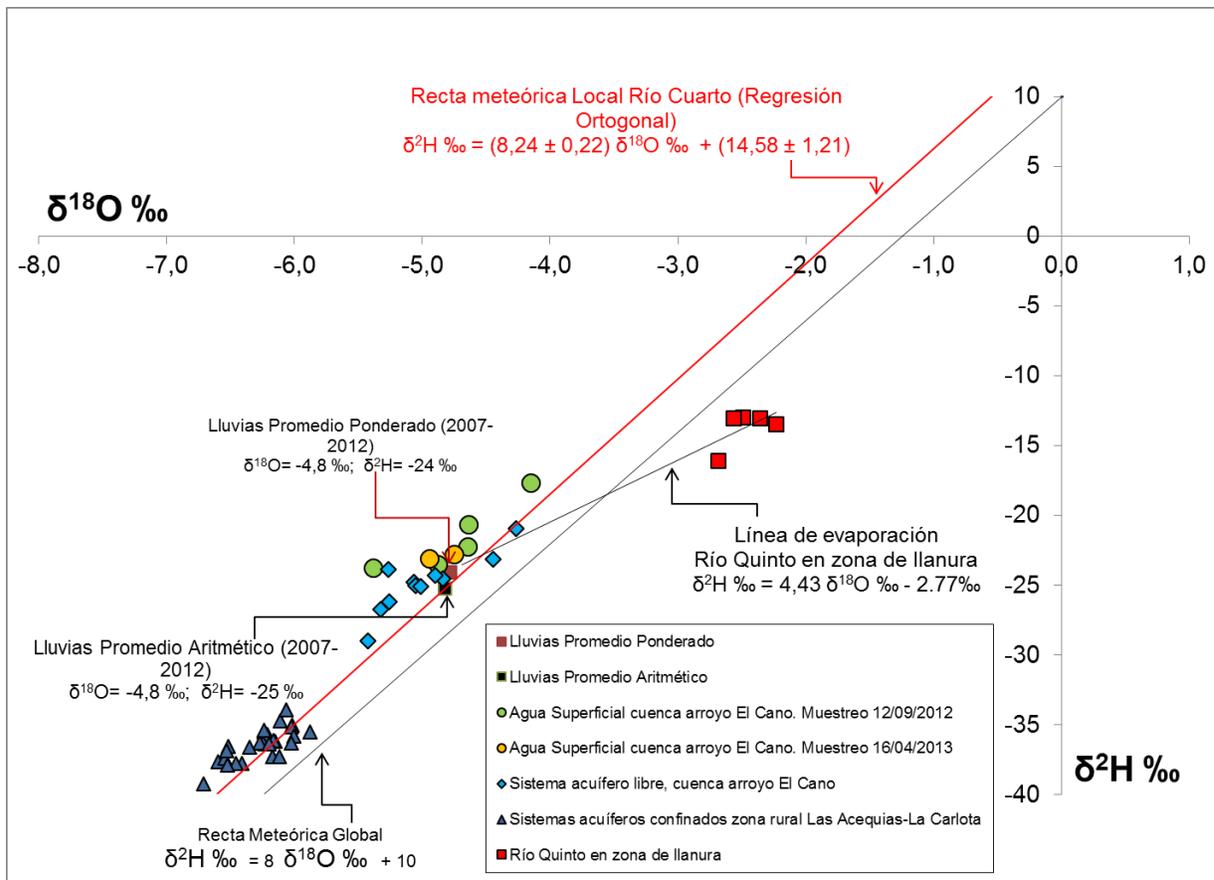


Figura VIII.8.: $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ para muestras de aguas subterráneas y superficiales del Sur de la provincia de Córdoba.

CAPÍTULO IX

APTITUD DE USO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

Tal como fuera señalado anteriormente, la mayor parte de la población que habita y/o desarrolla sus actividades económicas y sociales en la cuenca del arroyo El Cano, utiliza el agua subterránea para satisfacer sus necesidades. Sin embargo, es poco común que se conozca la calidad del agua que se utiliza, aumentando la probabilidad de contraer enfermedades para las personas y animales que la consuman, así como también de desencadenar procesos de degradación del suelo (salinización, encostramiento, pérdida de materia orgánica, etc.). Varios estudios (Pacheco *et al.*, 2002; Antón y Lizaso, 2003; etc.) han demostrado que el consumo de cantidades elevadas de nitratos puede provocar una excesiva formación de metahemoglobina y nitrosaminas (cancerígenas) en las personas, llegando a producir incluso su muerte. Tenores elevados de nitratos en el organismo aumentan el riesgo de cáncer de estómago y disminuyen la adsorción del oxígeno en sangre. Por otro lado, la ingesta continua y prolongada de aguas con elevados tenores de arsénico puede generar patologías graves, tales como el Hidroarsenicismo Crónico Regional Endémico (HACRE), que se manifiesta por un espesamiento y pigmentación de la epidermis, úlceras bucales y cáncer. Este elemento es acumulable en el organismo por exposición crónica, y a ciertas concentraciones ocasiona afecciones como: alteraciones de la piel con efectos secundarios en el sistema nervioso, irritación de los órganos del aparato respiratorio, gastrointestinal, y hematopoyético y acumulación en los huesos, músculos y piel, y en menor grado en hígado y riñones (Castro de Esparza, 2006). En adición, ingestiones prolongadas (moderadas o excesivas) de flúor pueden ocasionar fluorosis (intoxicación crónica), que afecta principalmente la dentadura, los tejidos óseos y, secundariamente, el sistema nervioso (Rivera *et al.*, 1993).

MUESTRAS	ACUÍFERO MUESTREADO	CONSUMO HUMANO		USO GANADERO		USO PARA RIEGO				
		Código Alimentario Argentino	SRH (Cba) ACEPTABLE (As entre 10 y 50 µg/L)	SDT [mg/L]	TAMBO E INVERNE	RAS	CE [µS/cm]	RIVERSIDE		FAO
								CLASIF.	APTITUD	
B1	Sedimentario	APTA		582,4	Deficiente	2,11	832	C3S1	Buena a regular	APTA
B2	Fracturado	APTA		332,5	Deficiente	0,31	475	C2S1	Buena	APTA
B3	Fracturado	APTA		434,0	Deficiente	0,78	620	C2S1	Buena	APTA
B4	Fracturado	NO APTA (SO ₄ ²⁻ , F ⁻ , NO ₃ ⁻ , As)		1456,0	Buena	9,32	2080	C3S2	Buena a regular	APTA
B5	Sedimentario	NO APTA (SO ₄ ²⁻ , As)		1105,3	Buena	8,17	1579	C3S2	Buena a regular	APTA
B6	Sedimentario	NO APTA (SO ₄ ²⁻)		1136,1	Buena	6,01	1623	C3S2	Buena a regular	APTA
B7	Sedimentario	NO APTA (As)	★	789,6	Deficiente	5,44	1128	C3S1	Buena a regular	APTA
B8	Sedimentario	NO APTA (SDT, SO ₄ ²⁻)		2061,5	Mala usable	8,92	2945	C4S3	Regular a mala	NO APTA
B9	Sedimentario	NO APTA (F ⁻ , As)		576,1	Deficiente	2,28	823	C3S1	Buena a regular	APTA
B10	Sedimentario	NO APTA (F ⁻ , As)		975,8	Deficiente	24,75	1394	C3S4	Regular a mala	NO APTA
B11	Sedimentario	NO APTA (SDT, SO ₄ ²⁻)		1500,8	Buena	7,82	2144	C3S2	Buena a regular	APTA
B12	Sedimentario	NO APTA (SO ₄ ²⁻)		1159,9	Buena	2,80	1657	C3S1	Buena a regular	APTA
B13	Sedimentario	NO APTA (F ⁻ , As)		752,5	Deficiente	14,91	1075	C3S3	Buena a regular	NO APTA
B14	Sedimentario	NO APTA (SO ₄ ²⁻ , As)		1498,0	Buena	9,61	2140	C3S3	Buena a regular	APTA
B15	Sedimentario	NO APTA (SO ₄ ²⁻ , As)		1470,7	Buena	9,62	2101	C3S3	Buena a regular	APTA
B17	Sedimentario	NO APTA (F ⁻ , As)		667,1	Deficiente	3,49	953	C3S1	Buena a regular	APTA
B18	Sedimentario	NO APTA (F ⁻ , As)		976,5	Deficiente	14,47	1395	C3S3	Buena a regular	APTA
B19	Sedimentario	NO APTA (F ⁻ , As)		1111,6	Muy Buena	22,59	1588	C3S4	Regular a mala	NO APTA
B20	Sedimentario	APTA		322,7	Deficiente	0,83	461	C2S1	Buena	APTA
B21	Sedimentario	NO APTA (F ⁻ , As)		576,1	Deficiente	2,36	823	C3S1	Buena a regular	APTA
B22	Fracturado	NO APTA (SDT, SO ₄ ²⁻)		2347,1	Mala usable	11,24	3353	C4S3	Regular a mala	NO APTA
B23	Sedimentario	NO APTA (SDT, SO ₄ ²⁻)		1996,4	Mala usable	9,06	2852	C4S3	Regular a mala	APTA
B24	Sedimentario	NO APTA (SO ₄ ²⁻ , As)		1484,0	Buena	16,78	2120	C3S4	Regular a mala	APTA
B27	Sedimentario	NO APTA (As)		853,3	Deficiente	15,02	1219	C3S3	Buena a regular	NO APTA

Tabla X.1.: Aptitud de uso del agua subterránea para consumo humano, riego y ganadería.

Lo anteriormente descripto, justifica la realización de una caracterización de aptitud del agua subterránea, respecto al carácter utilitario de la misma en la región, tanto como para consumo humano, como para su utilización en actividades agrícolas y ganaderas. Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla X.1.

IX.1. Consumo humano

Para establecer la aptitud del agua subterránea para consumo humano se utilizó la clasificación del Código Alimentario Argentino (CAA). De las muestras analizadas en el medio sedimentario, un 90% resultó no apta, siendo los elevados tenores de arsénico y sulfatos la principal causa. El 10% restante de las muestras resultaron ser aptas para el consumo humano. Tal como se observa en el mapa de distribución de la aptitud del agua para consumo humano (Fig. X.1.), las aguas con mejor calidad se ubican en el sector pedemontano proximal del Suroeste de la cuenca y en el sector pedemontano central, cerca de la confluencia de los arroyos El Cano y San Antonio.

Para el medio fisurado, el 50% de las muestras resultó apta para el consumo humano, estando la otra mitad inhabilitada por poseer elevados tenores de sulfatos, arsénico, fluoruros y nitratos.

Para una clasificación más completa se deberán realizar los análisis de calidad microbiológica correspondientes.

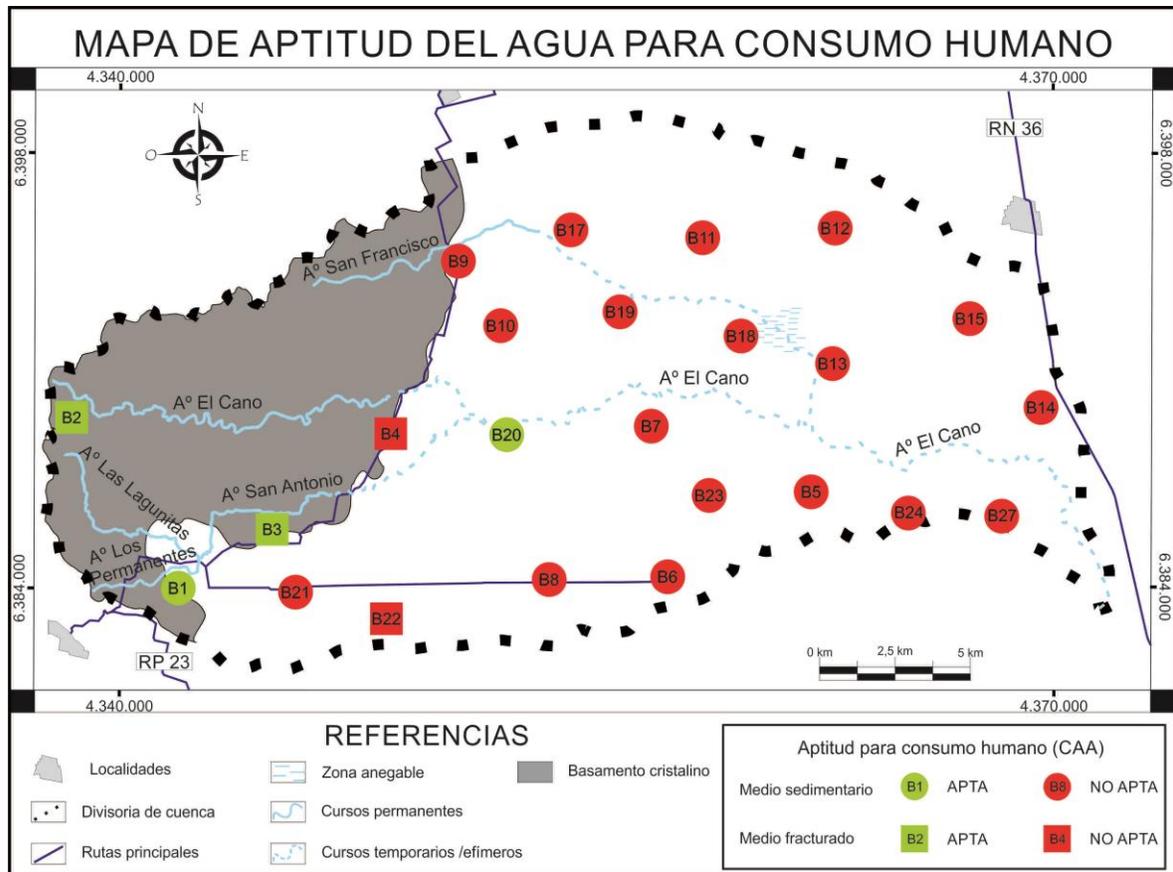


Figura X.1.: Mapa de aptitud del agua subterránea para consumo humano.

IX.2. Riego

Las muestras fueron clasificadas según la clasificación de FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura) propuesta por Ayers y Westcott (1985), por tener en cuenta los efectos de las aguas de muy baja salinidad. También se recurrió a la clasificación de Riverside (Richards, 1954) por ser muy utilizada en el país. Al interpretar los resultados, es importante advertir que para completar la clasificación se deberán realizar clasificaciones pertinentes al propio suelo y su aptitud para ser regado.

De esta manera, según Riverside se determinó que el 70% de las muestras analizadas en el medio sedimentario son buenas a regulares para riego, 25% son regulares a malas y sólo el 5% son buenas; según esta clasificación, no se evidenciaron muestras inapropiadas para este fin. Según FAO, el 75% de las muestras analizadas resultaron ser aptas con ligeras

restricciones, y el 25% restante no aptas para riego, con restricciones severas de salinización y pérdida de infiltración (Fig. X.2.).

De las muestras relevadas en el acuífero fracturado, un 50% de las muestras resultó buena para riego según la clasificación de Riverside, siendo las restantes un 25% buenas a regulares y 25% regulares a malas. Según FAO, el 75% de las muestras resultó apta para su utilización en el riego, siendo el 25% restante no apta.

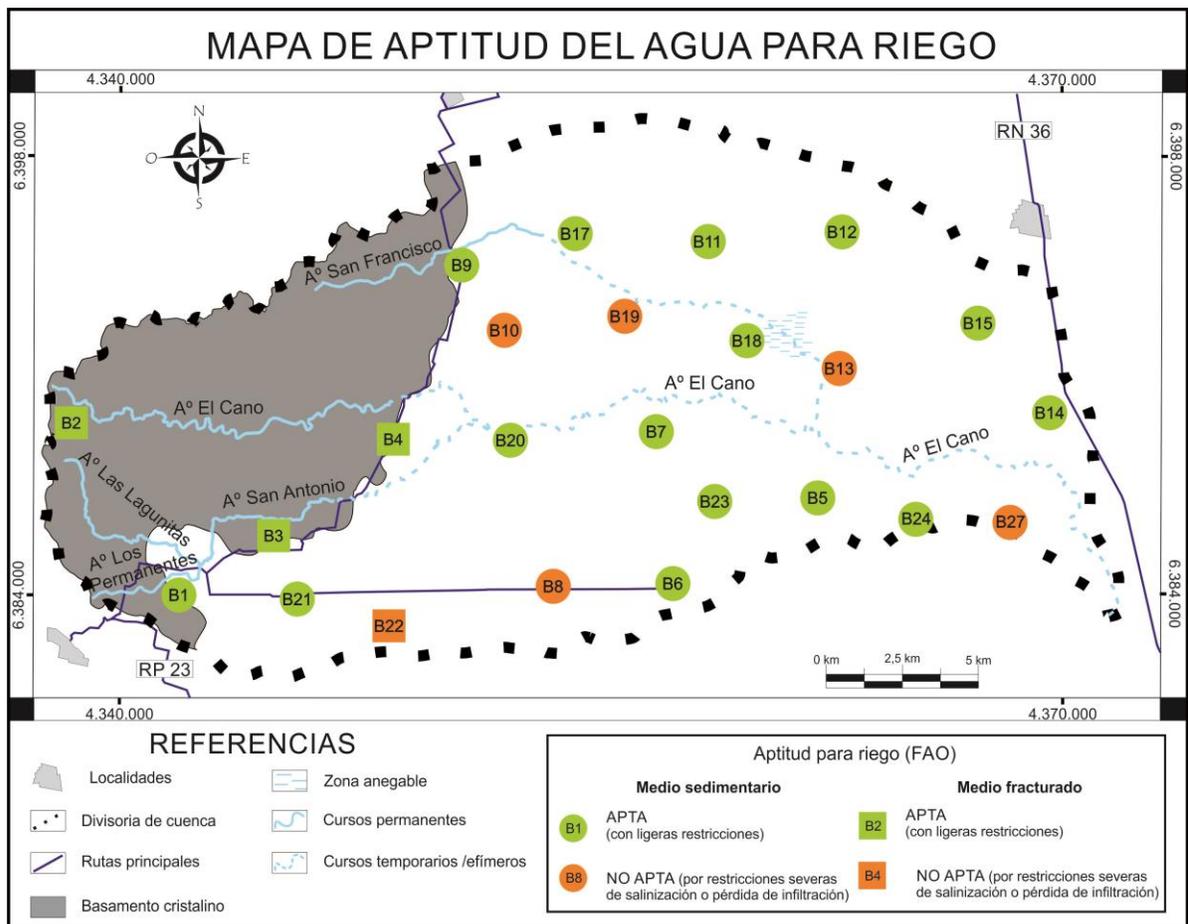


Figura X.2.: Mapa de aptitud del agua subterránea para riego.

IX.3. Ganadería

Utilizando la clasificación de Bavera (2001), se pudo determinar que el 35% de las aguas muestreadas del acuífero sedimentario son buenas para bovinos de tambo e invernada, el

10% es mala pero usable, el 5% es muy buena, y el 50% restante es deficiente en sales (las cuales pueden ser suplementadas en su alimentación) (Fig. X.3.).

Siguiendo el mismo criterio de clasificación, se determinó que el 50% de las muestras del acuífero fisurado es deficiente en sales, 25% es buena y el 25% restante es mala pero usable.

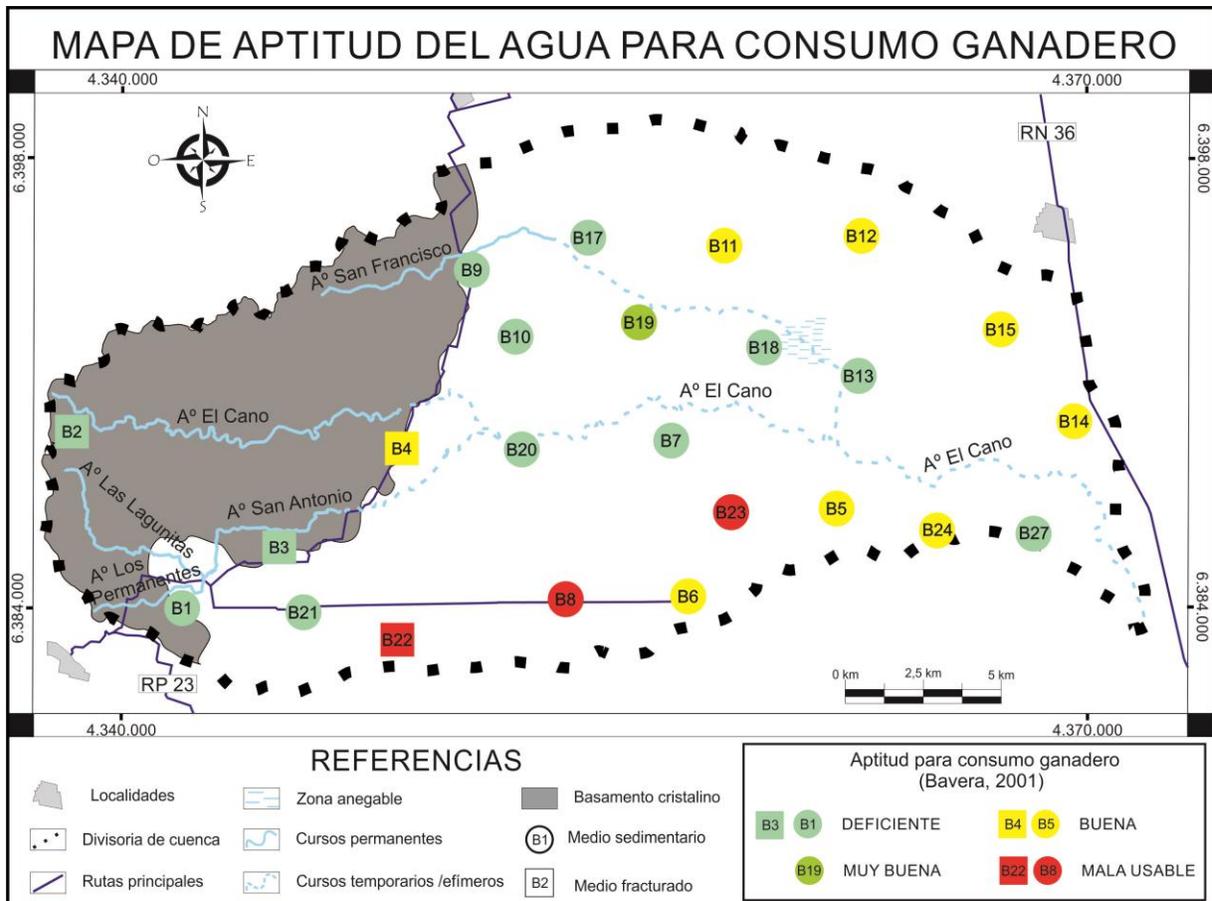


Figura X.3.: Mapa de aptitud del agua subterránea para consumo ganadero (tambo e inverne).

CAPÍTULO X

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

X.1. Conclusiones

- El patrón estructural que condiciona la cuenca del arroyo El Cano está conformado por una serie de bloques tectónicos con diferentes tamaños, grados de ascenso e inclinaciones, limitados por fallas de diversa magnitud y orientación. Estas fallas son en general de alto ángulo, característico de las provincias geológicas de Sierras Pampeanas Orientales y Llanura Chaco-Pampeana en las que se encuentra inserta, dominando las estructuras de rumbo N-S a 10° N, 20°-40° N, 330° N y 90° N. Las morfoestructuras descriptas condicionan los procesos actuantes y las formas resultantes del paisaje actual.
- La secuencia estratigráfica se inicia con rocas metamórficas de edad Precámbrica Superior a Paleozoica Inferior que integran el Complejo Metamórfico de Calamuchita y la Zona de Transición de la Faja de Cizalla de Guacha Corral, y que conforman el basamento cristalino del área, aflorante en el sector de cuenca alta. La secuencia continúa con depósitos sedimentarios eólicos, fluviales y aluvio-coluviales, de edad cuaternaria. Las menores granulometrías (arenas finas y limos) dominan en los sectores de interfluvios y las mayores se hacen más frecuentes en bajos topográficos y valles con paleocanales. El relleno sedimentario de la cuenca ha estado fuertemente condicionado por los grandes cambios climáticos acaecidos durante el Cuaternario (períodos glaciares e interglaciares). Los sedimentos sepultados a mayor profundidad en cuenca media-baja, se asumen de edad neógena.
- Geomorfológicamente, la cuenca puede subdividirse en: a) un sector serrano denudativo, de elevadas pendientes, compuesto por lomas suaves y crestas de rocas

metamórficas con valles mayores rellenos por escaso espesor sedimentario; b) una faja pedemontana, representada por un relieve agradativo fuertemente ondulado, con la presencia de rocas de basamento aflorantes o subaflorantes y numerosos rasgos de erosión hídrica (cárcavas); c) una planicie fluvio-eólica con ondulaciones de distinta intensidad y frecuencia, sometida a procesos de erosión hídrica de magnitud variable (surcos y cárcavas), donde se destaca la presencia de un bloque estructural elevado en el sector Sur de la cuenca (el cual condiciona las propiedades de flujo de las aguas superficiales y subterráneas) y de numerosos paleocanales dispuestos de manera dispersa; y d) una serie de fajas fluviales de ancho reducido que ajustan su trazado a los principales escurrimientos fluviales de la zona, asociadas además al desarrollo de paleoabanicos aluviales a la salida del sector serrano.

- El clima de la zona es del tipo Mesotermal Subhúmedo-Seco; está caracterizado por la presencia de ciclos húmedos y secos alternantes, aunque se observa una leve tendencia al incremento de las precipitaciones en los últimos años. Las precipitaciones se concentran en un patrón estacional, donde más del 80% ocurren en primavera-verano, con un pico principal en Enero-Diciembre y uno secundario en Marzo. En concordancia, los mayores excesos hídricos se dan durante esta época, mientras que los períodos deficitarios se producen fundamentalmente en los meses de otoño e invierno. Del total de agua precipitada en la zona, cerca del 90% deja el sistema en forma de evapotranspiración, mientras que el porcentaje restante conforma los excesos hídricos, los cuales pasarán a formar parte de los escurrimientos superficiales o se infiltrarán eficazmente hasta alcanzar el acuífero.

- Los escurrimientos superficiales que integran esta cuenca tienen sus nacientes en las serranías, y se incorporan en la llanura mediante colectores de rumbo casi Oeste-Este. Los rasgos estructurales juegan un papel dominante en el desarrollo de estos cursos, determinando su morfología y patrones de drenaje. Poseen un carácter permanente en el sector serrano por aporte de la capa freática, en el resto de la cuenca se tornan efímeros debido a la infiltración de sus aguas en los sedimentos que componen la faja pedemontana. En algunos tramos pedemontanos, son temporarios en períodos más húmedos. Los caudales medidos son generalmente pequeños, del orden de $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$, sin embargo, el régimen se torna torrencial durante las tormentas más intensas, alcanzando picos de crecida bien marcados y

desencadenando procesos de erosión fluvial. Las aguas que componen estos arroyos son dulces, levemente alcalinas y bicarbonatadas cálcicas.

- Las aguas subterráneas pueden contextualizarse en dos ambientes hidrológicos principales, disímiles en su comportamiento hidráulico. El primero de ellos se corresponde con un medio fisurado compuesto por rocas metamórficas del basamento cristalino, donde la porosidad secundaria generada por el fracturamiento es la propiedad principal que controla su capacidad acuífera; el segundo ambiente, por su parte, está conformado por materiales sedimentarios clásticos porosos, de origen eólico, fluvial y aluvio-coluvial. La base del acuífero en los sectores occidental y central de la cuenca, está compuesta por las rocas del basamento dispuestas a profundidades crecientes hacia el Este. Para el sector oriental, el nivel basal no fue identificado, aunque se infiere que está compuesto por una o varias capas de materiales finos, limo-arcillosos, con dificultad o incapacidad para transmitir el agua (formaciones acuitardas o acuícludas).

- La dirección general de escurrimientos subterráneos es NO-SE, evidenciándose patrones divergentes de los filetes de flujo en los sectores Sur y Norte de la zona pedemontana, indicando la recarga que sufre el acuífero por parte del agua superficial, existiendo incluso algunas divisorias locales de aguas subterráneas. La morfología de la capa freática es suavemente ondulada, con valores máximos de gradientes en el sector pedemontano (2,67%), los cuales disminuyen progresivamente hacia el Este, alcanzando valores de 0,3% cerca de la desembocadura. Las velocidades reales del agua subterránea varían en consonancia con los gradientes hidráulicos, alcanzando valores de 1,1 m/d en la zona de cuenca alta a 0,12 m/d en cuenca baja. En general, se puede estimar que se trata de aguas jóvenes para toda la cuenca, con tiempos de residencia aproximados de hasta 70 años para el acuífero sedimentario. El acuífero es influente con respecto a los cursos fluviales en el sector de cuenca alta, efluente en la zona pedemontana e indiferente en el resto de la cuenca.

- Las aguas del acuífero sedimentario poseen bajas conductividades eléctricas (valores medios de 1543 $\mu\text{S}/\text{cm}$, máximos de 2945 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y mínimos de 461 $\mu\text{S}/\text{cm}$), observándose, en general, una evolución geoquímica normal de las aguas subterráneas, donde las menos evolucionadas (bicarbonatadas cálcicas, cálcico-sódicas y sódicas) se ubican en los sectores

serrano y pedemontano (zonas de recarga), y en los sectores de influencia de los cursos fluviales principales. Las aguas más evolucionadas (sulfatadas cálcicas y sulfatadas sódicas) están distribuidas en el resto de la cuenca, particularmente en las divisorias de la cuenca, donde las granulometrías más finas y mayores zonas no saturadas permiten un mayor tiempo de interacción agua-sedimento, favoreciendo el desarrollo de los procesos geoquímicos modificadores de su calidad. Para el acuífero fisurado, se observaron en general aguas dulces (valores de CE medios de 1632 $\mu\text{S}/\text{cm}$, máximos de 3353 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y mínimos de 475 $\mu\text{S}/\text{cm}$), estando las muestras más saladas asociadas a mezclas de aguas con las procedentes del medio sedimentario o a procesos de contaminación.

- Los tenores de Arsénico y Fluoruros en el acuífero freático son moderados, estando los valores más elevados asociados a las bajas velocidades de circulación por los sedimentos finos de tipo loésicos y a aguas bicarbonatadas sódicas con bajas concentraciones de Calcio, aspectos que favorecen la presencia de estos iones en solución. Los tenores más bajos se observaron, con excepción de la muestra B4, en el acuífero fisurado, dada la baja superficie específica que ofrece este medio para la transferencia de solutos al agua.
- Las concentraciones de nitratos en las aguas subterráneas de la cuenca son bajas, estando el 90% de las muestras del acuífero sedimentario y el 75% de las muestras del acuífero fisurado por debajo de los 15 mg/L, el cual es el valor estimado por otros autores, como nivel de base de ese elemento para la región. El resto de las muestras supera este umbral, alcanzando un pico de 65 mg/L; estos valores pueden ser explicados por fenómenos de contaminación puntual, tanto de pozos de saneamiento “in situ” como de los desechos generados por el ganado de cría intensiva y/o extensiva, y por eventos de contaminación difusa, producto de la constante aplicación de agroquímicos en la zona por parte de los productores rurales.
- En cuanto al carácter utilitario del recurso hídrico, se determinó que el 90% de las perforaciones muestreadas en el medio sedimentario no poseen aguas aptas para el consumo humano (por presentar tenores elevados de sulfatos, fluoruros, arsénico, nitratos y/o sales disueltas totales), siendo el 10% restante de las muestras, aptas para tal fin. Del acuífero fisurado, un 50% de las muestras resultó apta para consumo humano, siendo el 50% restante

no apta (elevados tenores de sulfatos, fluoruros, sales disueltas totales y/o nitratos). Para riego, según Riverside, el 60% de las muestras del medio sedimentario resultaron buenas a regulares, el 20% regulares a malas y sólo el 5% buenas, mientras que para el acuífero fisurado se obtuvieron valores de 50%, 25% y 25% respectivamente; según FAO, tanto para el medio sedimentario como el fisurado, se obtuvo que el 75% de las muestras resultaron aptas con ligeras restricciones y el 25% restantes no aptas, con restricciones severas de salinización y pérdida de infiltración. Para bovinos de tambo e inverne, el 35% de las muestras del medio sedimentario resultaron buenas, 10% mala pero usable, 5% muy buena y el 50% restante deficientes en sales, mientras que para el medio fisurado un 50% resultó deficiente en sales, 25% buena y 25% mala pero usable.

- Las composiciones isotópicas de las aguas subterráneas y superficiales de la cuenca son muy similares entre sí y se alinean respecto a una recta meteórica similar a la obtenida para la llanura, lo que indica que ambos sistemas han sido recargados recientemente a partir de precipitaciones locales y que no han sido objeto de procesos importantes de evaporación. Los resultados isotópicos obtenidos para un mismo arroyo en diferentes épocas del año, permiten observar que las aguas se encuentran levemente más empobrecidas al finalizar el período húmedo que luego del período seco, en donde el leve enriquecimiento observado podría evidenciar leves procesos de evaporación dadas las más altas temperaturas de primavera verano. En general, se puede asignar un mayor empobrecimiento de las aguas que recargan el medio fracturado o sedimentario de valles en los sectores de nacientes de la cuenca (más altos topográficamente) por efecto continental u orográfico sobre las lluvias locales. La semejanza en la composición isotópica de las aguas subterráneas del medio fisurado y las superficiales del sector serrano, en forma conjunta con las interpretaciones hidrodinámicas, estaría corroborando la relación de influencia de las primeras respecto a las últimas. Las leves diferencias observadas con la recta meteórica de llanura estaría indicando, en concordancia con lo manifestado por los estudios antecedentes, que las precipitaciones en sectores serranos tendrían un fraccionamiento diferente a las de la llanura, por lo que surge la necesidad de recolectar muestras en estos sitios para ajustar el análisis. La composición isotópica de las muestras de la cuenca, en comparación con aguas de otros sistemas de la región (ríos de aguas evaporadas, acuíferos confinados profundos con aguas viejas) corrobora que las aguas son jóvenes, casi coincidentes con las precipitaciones. Se confirma así la función sustancial de las

precipitaciones aportando al medio fracturado serrano, al sedimentario pedemontano o directamente a ríos que infiltran grandes volúmenes de agua en pedemonte, lo que constituye a toda la cuenca, en una zona neta de recarga regional del sistema acuífero sedimentario del resto de la llanura. Los resultados se condicen con los aspectos hidráulicos descriptos y podrían extrapolarse a numerosas cuencas pedemontanas de condiciones similares.

X.2. Recomendaciones

Luego de la realización del presente estudio, se torna pertinente realizar una devolución de los conocimientos adquiridos a la sociedad. De esta manera, se presentan a continuación una serie de recomendaciones que permitirán alcanzar una mejor gestión de los recursos hídricos presentes en la cuenca del arroyo El Cano.

- Si bien en algunos sectores de la cuenca ya se realizan, se recomienda fomentar la utilización de prácticas agrícolas sustentables (rotación de cultivos, cultivos en curvas de nivel, reforestación con especies nativas en sectores susceptibles de erosión, etc.) con el fin de mitigar y prevenir los procesos de erosión hídrica existentes en los suelos de la región.
- Se sugiere realizar una estimación del valor de fondo de nitratos propio de la cuenca, con el fin de poder realizar una correcta evaluación ambiental de la misma, distinguiendo los valores naturales de aquellos que se deben a la acción humana.
- Se sugiere regular la utilización de agroquímicos, los cuales deben aplicarse siguiendo las concentraciones recomendadas por los fabricantes y las normativas legales vigentes. Luego de su utilización, se debe realizar una correcta disposición final de los envases vacíos, evitando en todo momento su incineración y su almacenamiento en sectores cercanos a las captaciones de aguas subterráneas.
- Se debe realizar una campaña de concientización de la población sobre los cuidados que deben tenerse al explotarse los recursos hídricos, así como también de los riesgos a la salud que implica consumir agua no apta. Particularmente, se recomienda fuertemente abastecer con nuevas fuentes de agua potable a los establecimientos educativos “Escuela La

Escondida” y “Escuela Aeronáutica Argentina, Paraje San Francisco”, cuyas perforaciones muestreadas evidenciaron aguas no aptas para consumo humano por presentar elevados tenores de sulfatos, arsénico y fluoruros. Si se realiza un consumo prolongado en el tiempo de estas aguas, pueden generarse problemas en la salud, siendo los niños que asisten a estos establecimientos la población más vulnerable.

- Fomentar en los pobladores de la zona el registro y almacenamiento de datos de precipitaciones y de perforaciones, ya que se trata de información muy valiosa para la elaboración de un correcto modelo hidrogeológico del lugar.
- Por último, se recomienda profundizar el estudio isotópico de las aguas subterráneas de la cuenca, incluyendo el análisis de isótopos inestables de la molécula de agua (tritio), con el fin de poder corroborar la edad y tiempo de residencia de las mismas en el sistema acuífero y, de esta manera, establecer pautas de explotación acordes a la tasa de recarga del recurso. Sin embargo, los resultados obtenidos indican que cuencas de este tipo deben ser zonas especialmente protegidas de impactos a la posible disminución de la recarga o a la contaminación.

ANEXOS

ANEXO 1: Análisis granulométrico de las muestras tamizadas

Anexo 1.1. Análisis granulométrico de la sección basal del segundo cuerpo sedimentario del perfil aflorante P2.

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

Muestra: P2a
Procedencia: Perfil 2, margen derecha del A° San Antonio

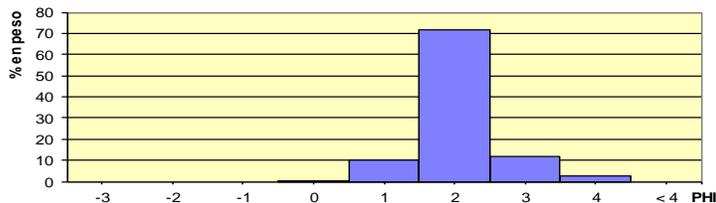
Fecha: 20/09/2012
Facies: Canal
Peso original: 164,6 gr

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido gr	% en peso	peso acum.
T-5	-2	Grava	0,00	0,00	0,00
T-10	-1	Sabulo	0,00	0,00	0,00
T-18	0	Arena muy gruesa	0,30	0,18	0,18
T-35	1	Arena gruesa	16,5	10,02	10,21
T-60	2	Arena media	118	71,69	81,90
T-120	3	Arena fina	19	11,54	93,44
T-230	4	Arena muy fina	3,9	2,37	95,81
base	< 4	Pelitas		0,00	95,81

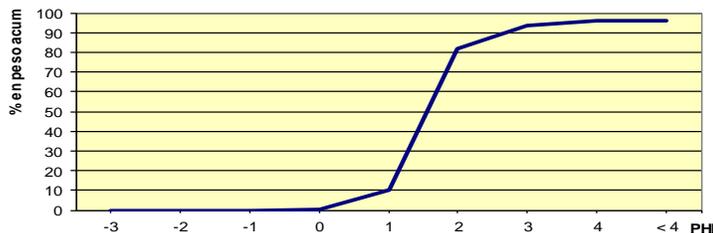
Nombre: Arenas medias

Observaciones: Sedimentos que componen la matriz de uno de los cuerpos basales del perfil P2, aflorante en una barranca, en la margen derecha del Arroyo San Antonio (estación de aforo A4).

ANALISIS TEXTURAL



Curva de frecuencias acumuladas



Percentil 1= 0,082
Percentil 84= 2,182
Desvío= 0,757
Asimetría= 0,231
Curtosis= 1,868

Media= 1,606
Moda=
Moderadamente seleccionado
Positiva
Muy leptocúrtica

Anexo 1.2. Análisis granulométrico de cuerpos lenticulares de la sección superior del segundo cuerpo sedimentario del perfil aflorante P2.

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

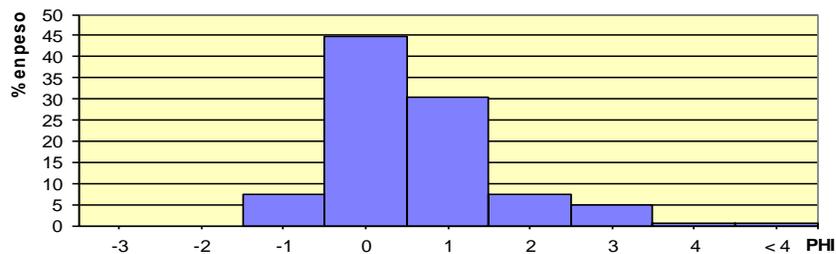
Muestra: P2b Fecha: 20/09/2012
Procedencia: Perfil 2, margen derecha del A° San Antonio Facies: Canal
Peso original: 314,3 gr

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido gr	% en peso	peso acum.
T-5	-2	Grava	0,00	0,00	0,00
T-10	-1	Sabulo	23,10	7,35	7,35
T-18	0	Arena muy gruesa	140,75	44,78	52,13
T-35	1	Arena gruesa	95,80	30,48	82,61
T-60	2	Arena media	23,70	7,54	90,15
T-120	3	Arena fina	15,57	4,95	95,11
T-230	4	Arena muy fina	1,39	0,44	95,55
base	< 4	Pelitas	1,30	0,41	95,96

Nombre: Arenas muy gruesas a gruesas

Observaciones: Muestra sedimentaria procedente de cuerpos lenticulares de la sección superior de uno de los cuerpos basales del perfil P2, aflorante en una barranca, en la margen derecha del Arroyo San Antonio (estación de aforo A4).
Composición dominante: Rocas ígneas y metamórficas.

ANALISIS TEXTURAL



Curva de frecuencias acumuladas



Percentil 1= -1,864	Media= 0,110
Percentil 84= 1,184	Moda=
Desvío= 1,149	Pobremente seleccionado
Asimetría= 0,323	Muy positiva
Curtosis= 1,299	Leptocúrtica

Anexo 1.3. Análisis granulométrico de cuerpos doblemente acuñados de la sección superior del segundo cuerpo sedimentario del perfil aflorante P2.

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

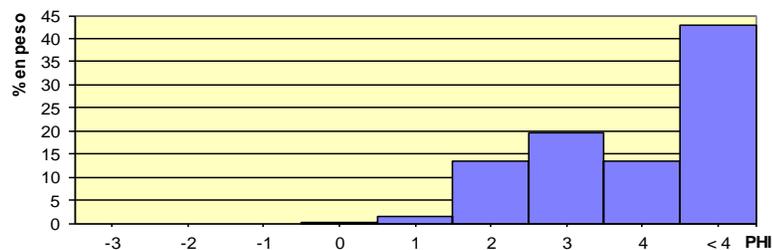
Muestra: P2c
Procedencia: Perfil 2, margen derecha del A° San Antonio
Fecha: 20/09/2012
Facies: Llanura de inundación
Peso original: 127,7 gr

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido gr	% en peso	peso acum.
T-5	-2	Grava	0,00	0,00	0,00
T-10	-1	Sabulo	0,00	0,00	0,00
T-18	0	Arena muy gruesa	0,06	0,04	0,04
T-35	1	Arena gruesa	1,76	1,38	1,42
T-60	2	Arena media	17,22	13,49	14,91
T-120	3	Arena fina	25,09	19,65	34,56
T-230	4	Arena muy fina	17,18	13,45	48,01
base	< 4	Pelitas	54,73	42,86	90,87

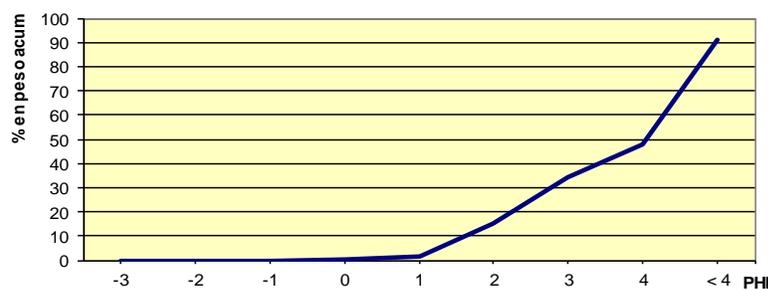
Nombre: **Pelitas y arenas finas**

Observaciones: Muestra sedimentaria del cuerpo doblemente acuñado y con laminación plano paralela de la sección superior de uno de los cuerpos basales del perfil P2, aflorante en una barranca, en la margen derecha del Arroyo San Antonio (estación de aforo A4).

ANALISIS TEXTURAL



Curva de frecuencias acumuladas



Percentil 1=	0,693	Media=	3,647
Percentil 84=	4,840	Moda=	
Desvío=	0,504	Moderadamente bien seleccionado	
Asimetría=	2,483	Muy positiva	
Curtosis=	-0,245	Muy platicúrtica	

Anexo 1.4. Análisis granulométrico de cuerpos arenosos del sector superior del perfil aflorante P2.

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

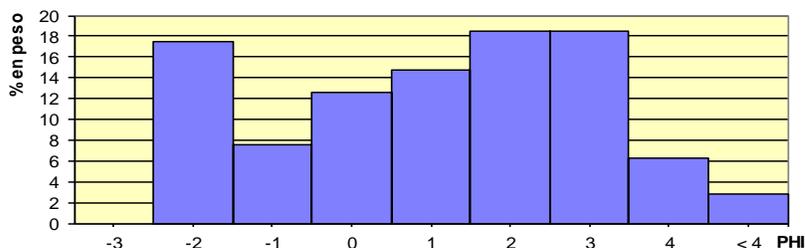
Muestra: P2d
Fecha: 20/09/2012
Procedencia: Perfil 2, margen derecha del A° San Antonio
Facies: Canal
Peso original: 193,9 gr

Tamiz	Tamaño Phi	Clase Textural	peso retenido gr	% en peso	peso acum.
T-5	-2	Grava	33,97	17,52	17,52
T-10	-1	Sabulo	14,53	7,49	25,01
T-18	0	Arena muy gruesa	24,38	12,57	37,59
T-35	1	Arena gruesa	28,48	14,69	52,27
T-60	2	Arena media	35,98	18,56	70,83
T-120	3	Arena fina	35,95	18,54	89,37
T-230	4	Arena muy fina	12,09	6,24	95,61
base	< 4	Pelitas	5,32	2,74	98,35

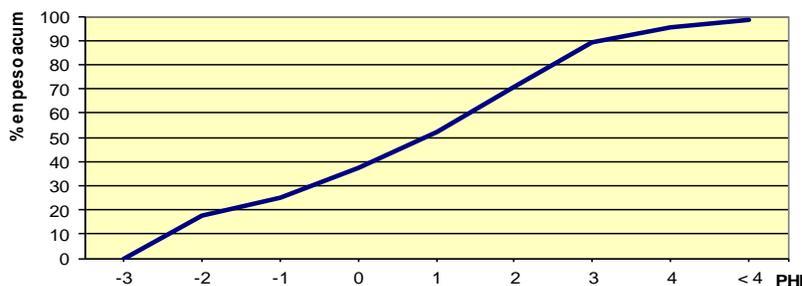
Nombre: **Gravas arenosas**

Observaciones: Muestra sedimentaria procedente de niveles arenosos de la sección superior del perfil P2, aflorante en una barranca, en la margen derecha del Arroyo San Antonio (estación de aforo A4).
Composición dominante: Rocas ígneas y metamórficas.

ANALISIS TEXTURAL



Curva de frecuencias acumuladas

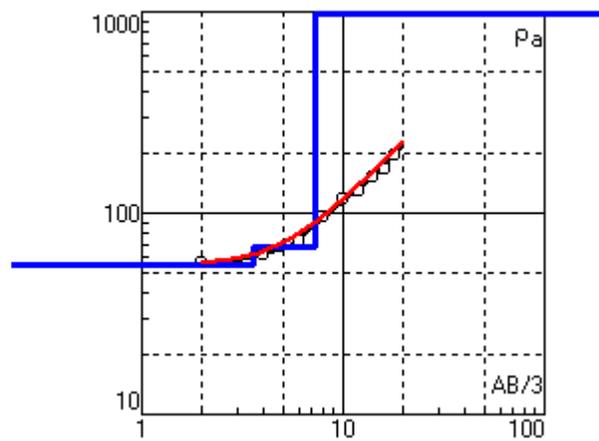


Percentil 1= -2,943	Media= 0,490
Percentil 84= 2,710	Moda=
Desvío= 2,202	Muy pobremente seleccionado
Asimetría= -0,149	Negativa
Curtosis= 0,841	Platicúrtica

ANEXO 2: Curvas de resistividad de los sondeos eléctricos verticales

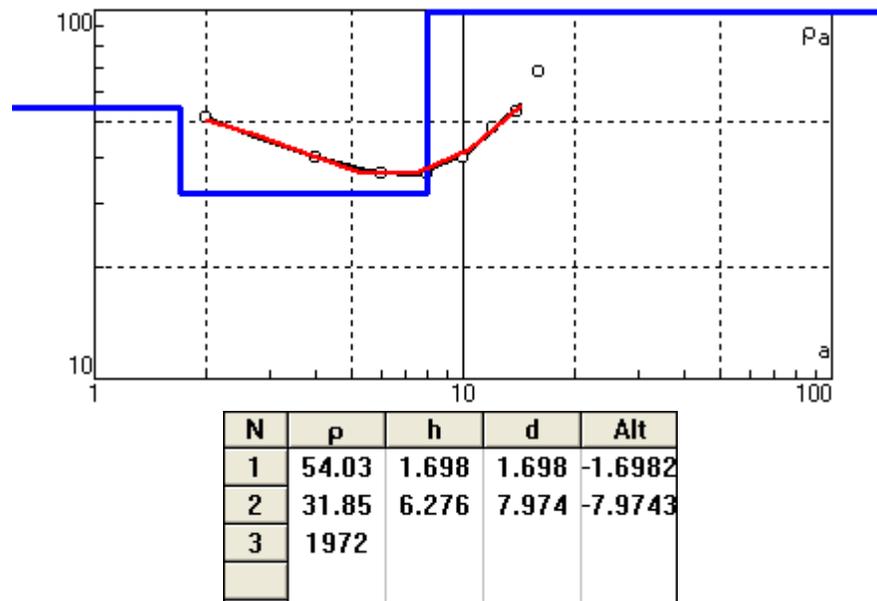
En los gráficos de SEV que se muestran a continuación, se representan los valores de resistividades ($\Omega.m$) en el eje de ordenadas y los valores de profundidad (m) en el eje de abscisas. La letra griega ρ (rho) representa la resistividad aparente, "h" el espesor de la capa y "d" la profundidad.

Anexo 2.1. Curva de resistividad del SEV 1.

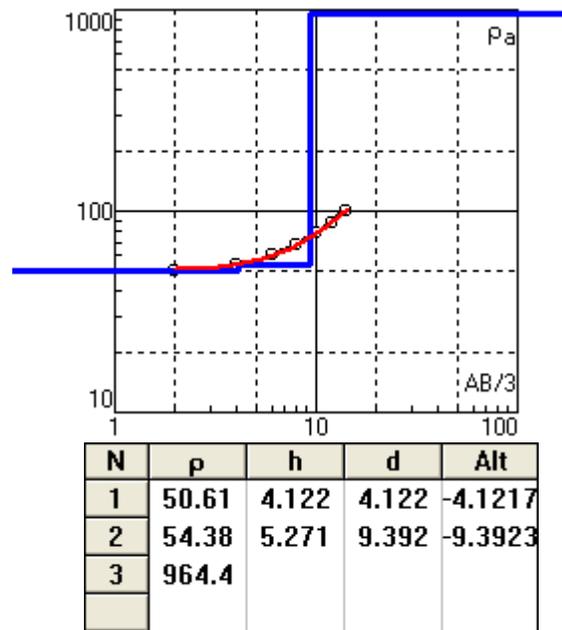


N	ρ	h	d	Alt
1	54.8	3.58	3.58	-3.585
2	68	2.75	6.34	-6.338
3	11509			

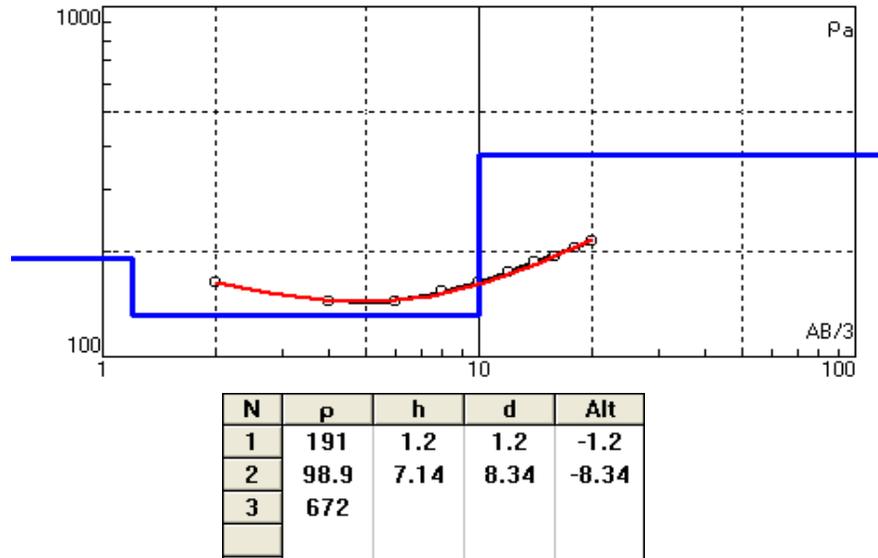
Anexo 2.2. Curva de resistividad del SEV 2.



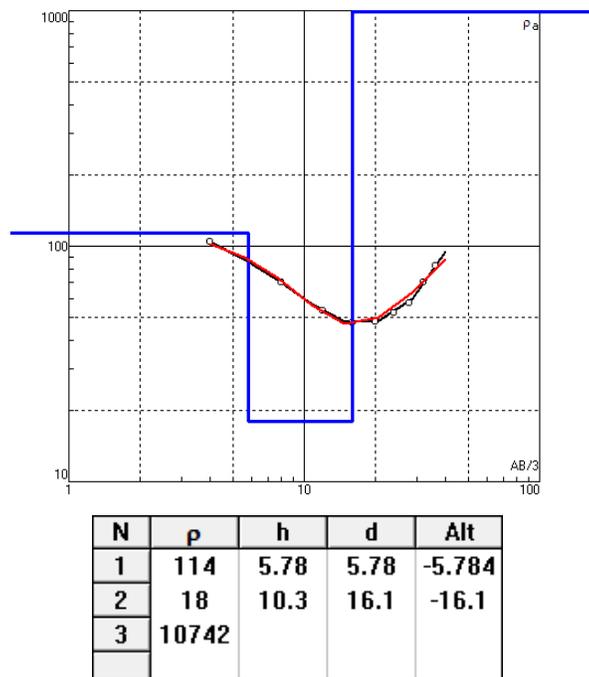
Anexo 2.3. Curva de resistividad del SEV 3.



Anexo 2.4. Curva de resistividad del SEV 4.



Anexo 2.5. Curva de resistividad del SEV 6.



BIBLIOGRAFÍA

Antón, A. y Lizaso, J., 2003. Nitritos, Nitratos y Nitrosaminas. Fundisa. Artículos de divulgación.

Asamblea General de la Organización de las Naciones Unidas (ONU), 2004. Decenio Internacional para la Acción, "El agua, fuente de vida", 2005-2015. Quincuagésimo octavo período de sesiones. A/RES/58/217.

Asamblea General de la Organización de las Naciones Unidas (ONU), 2010. El derecho humano al agua y el saneamiento. Sexagésimo cuarto período de sesiones. A/RES/64/292.

Asamblea General de la Organización de las Naciones Unidas (ONU), 2011. Año Internacional de la Cooperación en la Esfera del Agua, 2013. Sexagésimo quinto período de sesiones. A/RES/65/154.

Auge, M., 2004. Hidrogeología ambiental. SEGEMAR. Serie Contribuciones Técnicas. Ordenamiento Territorial #5. ISSN 0328-9052: 1-131. Buenos Aires.

Ayers, R. S. y Wetscot, D. W., 1985. Water quality for agriculture. FAO Irrigation and Drainage. Paper 29 Rev. 1, Roma, 174 p.

Bavera, G. A., 2001. Manual de Aguas y Aguadas para el ganado. Ed. Hemisferio Sur S.A. ISBN 987-43-2856-8. 387 pp.

Bécher Quinodóz, F., 2013. Implicancias ambientales de las relaciones hidrodinámicas e hidroquímicas entre aguas superficiales y subterráneas en la planicie arenosa del Sur de Córdoba. Argentina. 3° Informe Doctorado UNRC. 70 p. Inédito.

Benítez, A., 1972. Captación de aguas subterráneas. Ed. Dossat (2ª edic.). Madrid.

Blarasin, M., Cabrera, A. y S. Degiovanni, 2000. Hidrogeología Regional: el agua subterránea como recurso fundamental del Sur de la provincia de Córdoba, Argentina. Actas I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Fortaleza. Brasil.

Blarasin, M., Cabrera, A. y G. Villalba, 2001. Groundwater contaminated with arsenic and fluoride in the Chaco-Pampeana Plain. Journal of Environmental Hydrology. ISSN: 1058-3912. International Association of Environmental Hydrology. Paper 6. Vol. 9. 9 pp.

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.

Blarasin M. y Cabrera. A., 2005. Aguas subterráneas: hidrolitología, hidrodinámica e hidrogeoquímica regional. En Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Córdoba: una perspectiva geoambiental. Ed. UNRC ISBN: 950-665-350-X. pp. 235-241.

Blarasin, M., 2006. Arsénico en aguas subterráneas del Sur de Córdoba y consideraciones estadísticas para el cálculo de la línea de base de la calidad del agua. Conferencia dictada en el marco de la reunión "El arsénico en Iberoamérica. Distribución, Bibliografía metodologías analíticas y tecnologías de remoción". Invitación cursada por responsables de la RED CYTED Red Temática 406RT0282 Iberoarsen.

Blarasin, M., Cabrera, A., Matteoda, E. y M. J. Giuliano Albo, 2008. Análisis multivariado de metales pesados en agua subterránea y su relación con actividades agropecuarias. Pág. 34. El reto del desarrollo sostenible. Estrategias y Acciones. Diálogos y Propuestas. Ed. Univ. Nac. de Catamarca, 2008. ISBN 978-950-746-168-2.

Bonalumi, A., Escayola, M., Kraemer, P., Baldo, E. y E. Martino, 1999. Sierras Pampeanas (Córdoba, Santiago del Estero). A) Precámbrico paleozoico inferior de las Sierras de Córdoba. Geología Regional Argentina. 136 p.

Cabrera, A. y Blarasin, M., 2001. Geoquímica del Flúor y Arsénico en el agua subterránea del Sur de Córdoba. Argentina. Las caras del agua subterránea. Serie Hidrología y aguas subterráneas. Barcelona. 1:17-25.

Cabrera, A., 2009. Evolución Hidrogeoquímica e Isótopos Ambientales del Sistema Acuífero asociado a los Ambientes Morfotectónicos de la Falla Regional Tigre Muerto. Córdoba. Argentina. Tesis Doctoral UNRC. Inédito.

Cabrera, A., Blarasin, M. y E. Matteoda, 2010 a. Análisis hidrodinámico, geoquímico e isotópico de base para la evaluación de sistemas hidrotermales de baja temperatura en la llanura cordobesa argentina. Revista Boletín Geológico y Minero de España, 121 (4): 387-400. ISSN 0366-0176.

Cabrera, A., Blarasin, M., Dapeña, C. y L. Maldonado, 2013. Composición físico-química e isotópica de precipitaciones del Sur de Córdoba. Estación Río Cuarto-Red Nacional de Colectores. Argentina. Congreso Hidrogeológico Argentino. La Plata.

Cantú, M., 1992. El Holoceno en la Prov. de Córdoba. Holoceno de la Rep. Arg. Tomo I. Cadinqua. M. Iriondo Ed. Pp. 1-16. Paraná. Argentina.

Cantú, M. y Degiovanni, S., 1984. Geomorfología de la Región Centro Sur de Córdoba. IX Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche. Actas IV: 76-92.

Cantú, M., Becker, A., Bedano, C., Blarasin, M., Parra, B., Cabrera, A., Grumelli, M., Matteoda, E. y H. Schiavo, 2008. Indicadores de sustentabilidad ambiental, Estudio de caso: Cuenca arroyo La Colacha. En “Evaluación de la sustentabilidad ambiental en sistemas agropecuarios” Cantú, Becker, Bedano eds. ISBN 978-987-1003-58-7 pág. 113-129 Ed. UNRC.

Capitanelli, R. G., 1979. Clima. En: Geografía física de la Provincia de Córdoba. Editorial BOLDT, pág. 45-138.

Castro de Esparza, M. L., 2006. Presencia de arsénico en el agua de bebida en América Latina y su efecto en la salud pública. International Congress of Natural Arsenic in Groundwaters of Latin America. Mexico City.

Carignano, C., 1999. Late Pleistocene to recent climate change in Córdoba Province, Argentina: Geomorphological evidence. Quat Intl 57/58:117-134.

Chebli, G., Mozetic M., Rossello C. y M. Bühler, 1999. Cuencas Sedimentarias de la Llanura Chacopampeana. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (20): 627-644. Bs. As.

Coleman, M. L., Sheperd, T. J., Durham, J. J., Rouse, J. E. y F. R. Moore, 1982. A rapid and precise technique for reduction of water with Zinc for Hydrogen isotope analysis. Analytical Chemistry. 54: 993-995.

Costa, C., 1996. Análisis neotectónico en las Sierras de San Luis y Comechingones: problemas y métodos. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II: 285-300.

Craig, H., 1961 a. Standard for reporting concentrations in deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, 133: 1833-1834.

Craig, H., 1961 b. Isotope variations in meteoric waters. Science, 133, 1702-1703.

Cristofolini, E. A., 2012. Evolución petrológica y tectónica del oeste de la sierra de Valle Fértil, San Juan: un estudio sobre las evidencias geológicas de interacción geodinámica entre el arco magmático Famatiniano y el terreno Cuyania. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inérita), 510 p., Río Cuarto.

Custodio, E. y Llamas, M. R., 1983. Hidrogeología subterránea. Seg. Edición. Ed. Omega, S. A. Barcelona.

Custodio, E., 1993. Hidrogeoquímica e Isotopía ambiental. Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Bocanegra y Rapaccini (Eds.). Mar del Plata. Pp. 61-78.

Custodio, E., 2005. Técnicas hidroquímicas e isotópicas para el estudio de la relación agua subterránea-agua superficial. II Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la hidrología subterránea, Actas: 239-249. Río Cuarto, Argentina.

Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16: 436-468.

Dapeña, C. y Panarello, H. O., 2002. Red Nacional de Colectores de Isótopos en Precipitaciones en Argentina: Su importancia en estudios Hidrogeológicos. Aguas Subterráneas y Desarrollo Humano. XXXII IAH & VI ALHSUD Congr. Mar del Plata.

Dapeña, C., y Panarello, H. O., 2004. Composición isotópica de la lluvia de Buenos Aires. Su importancia para el estudio de los sistemas hidrológicos pampeanos. Revista Latino-Americana de Hidrogeología, N.4, p.17-25, 2004.

Dapeña, C. y Panarello, H. O., 2005., Evolución y estado actual de la Red Nacional de Colectores de Isótopos en Precipitación de la República Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas II: 635-642. ISBN 987-595-001-7.

Dapeña, C., y Panarello, H. O., 2007. Application of environmental isotopes techniques to selected hydrological Pampean Systems. Argentina. International Symposium on Advances in Isotope Hydrology and its role in Sustainable Water Resources Management (HIS-2007), Vienna, Austria. CN151-90. 6p.

Dapeña, C., y Panarello, H.O., 2008. Isotope composition of precipitation in Bariloche city, Río Negro. Argentina. VI South American Symposium on isotope Geology. San Carlos de Bariloche. Argentina.

Dapeña, C., 2008. Isótopos Ambientales Livianos. Su Aplicación en Hidrología e Hidrogeología. Tesis Doctoral. UBA. Inédita.

Degiovanni, S. y Cantú, M., 1997. Neotectonic activity in the La Cruz-Gigena depression, Córdoba, Argentina. Fourth International Conference on Geomorphology. Suplemento III. Tomo 1: 142. Bologna. Italia.

Degiovanni, S., Villegas, M. y N. Doffo, 2003. Geomorfología del extremo Sur de la Sierra de Comechingones. II Cong. Nac. de Cuaternario y Geomorfología (S. M. Tucumán). Cuaternario y Geomorfología. ISBN 987-9390-47-4. pág 257-266.

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. y Blarasin, M., 2005. Hidrología superficial y morfodinámica de sistemas fluviales. En Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Cba.: una perspectiva geoambiental. Ed. UNRC. Río Cuarto. ISBN950-665-350.

Degiovanni, S., Villegas, M., Blarasin, M., Sagripanti, G., Coniglio, J. y A. Cabrera, 2005. Hoja Geológica 3363-III, Río Cuarto, Provincia de Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 349. Buenos Aires.

Dewey, J. F y Bird, J., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. Journal Geophysical Research 75:2625-2647, Washington.

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

Edmunds, W. M. y Shand, P., 2008. Natural Groundwater Quality. ISBN: 978-1-4051-5675-2. Hardcover. 488 pages. March 2008, Wiley-Blackwell.

Edmunds, W. M. y Smedley, P., 1996. Groundwater, Geochemistry and Health. British Geological Survey. En Geoindicators Assessing rapid environmental changes in earth systems. 135-150. Editorial Balkema.

Elanem, 2000. Quantitative indicators and indices of environmental quality and sustainability, an Euro-Latin American Network for Environmental Assessment and Monitoring. Anual Report: Región Río Cuarto. INCO-DC.

Escayola, M., 1994. Faja Ultramáfica de la Sierra Grande de Córdoba entre Intiyaco y Ea. San Miguel, Calamuchita, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, (inédito), 227 p., Córdoba.

Eric, C., 1986. Geología del Cuaternario en el río de las Barrancas, Dpto. Río Cuarto, Provincia de Córdoba. Inédito. Universidad Nacional de Río Cuarto.

Fagiano, M., Pinotti, L. P., y A. M. Esparza, 2004. Metamorfismo, deformación y magmatismo asociados en el tramo medio de la Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. En VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Río Cuarto, Actas (pp. 315-320).

Fidalgo, F., Colado, D. y F. Francesco, 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (prov. de Bs. As.). V Congr. Geol. Arg. IV: 27-39.

Friedman, I., 1953. Deuterium content of natural water and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4: 89-103.

Gat, J., 1983. Precipitation, groundwater and surface waters. En: Proc. Palaeoclimates and palaeowaters: A collection of environmental isotope studies. International Atomic Energy Agency, Vienna: 3-12.

Gat, J., 1984. The stable composition of Dead Sea water. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71:361-176.

Gat, J., 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24:225-262.

Gibson, J. J., Edwards, T. W. D., Birks, S. J., St Amour, N. A., Buhay, N. A, McEachern, P., Wolfe, B. B. y D. L. Peters, 2005. Progress in isotope tracer hydrology in Canada *Hydrol. Process.* 19, 303–327.

Giuliano Albo, M. J., Blarasin, M., Cabrera, A. y E. Matteoda, 2010. Hidrogeoquímica e isótopos ambientales del agua superficial y subterránea. Área pedemontana de la sierra de Comechingones, Córdoba. Argentina. En "El reto del desarrollo sostenible. Estrategias y acciones". Pág. 268. ISBN 978-950-746-187-3.

Giuliano Albo, J., 2013. Evaluación del origen y destino de la contaminación por nitratos en aguas subterráneas de agroecosistemas mediante el uso de isótopos estables ^{15}N - ^{14}N y otros solutos relacionados. Tesis de Doctorado en Cs. Geológicas UNRC (Coneau B). Inédito.

Gonfiantini, R., 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271:534.

González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Asociación Geológica Argentina, Revista 5(3): 81-110.

González, M., Dapeña, C., Cerne, B., Sanchez-Ccoyllo, O., Freitas, S., Silva Dias, P. y H. Panarello, 2009. Verification of the geographical origin of modeled air-mass trajectories by means of the isotope composition of rainwater during the SALLJEX experiment. Environmental Fluid Mechanisms. Vol 9 (4): 389-407.

Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2º Simp. de Geol. Reg. Arg., Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, I, 577-650.

Gordillo, C. E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea 68, 1-40.

Gordillo, C. A. y Bonalumi, A. A., 1987. Termobarometría de la faja migmática de "La Puerta", Dto. Cruz del Eje, Pcia. de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4): 255-266.

Gosen, W. von y Prozzi, C., 2009. Late Proterozoic to Early Cambrian sedimentation and magmatism at the western Gondwana margin: metasedimentary rocks in the Sierras Norte de Córdoba (Argentina). N. Jn. Geol. Paläont. Abh., 253: 79-101. Stuttgart.

Groeber, P., 1938. Mineralogía y Geología. Espasa-Calpe Argentina, 1-492, Buenos Aires.

Guereschi, A. y Baldo, E., 1993. Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina, 1: 1-5.

IAEA, 1981. Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen in the Water Cycle. Technical Reports Series No. 210 (Ed. J. Gat y R. Gonfiantini). Vienna, Austria. 337 p.

IAEA, 1992. Statistical Treatment of Data on Environmental Isotopes in Precipitation, Technical Reports Series. No. 331. IAEA, Vienna, 784 p.

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

Kazemi, G. A., Lehr, J. H. y P. Perrochet, 2006. *Groundwater Age*. Ed. Wiley. ISBN 978-0-471-71819-2.

Lide, D. y Frederikse, H., 1995. *Handbook of Chemistry and Physics*, 76th ed., CRC Press, Boca Raton, Florida.

Limarino, C. y Spalletti, L., 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: an overview. *Journal of South American Earth Sciences* 22 (1-2): 134-155.

Lis, G., Wassenaar, L. I. y M. J. Hendry, 2008. High-Precision Laser Spectroscopy D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Measurements of Microliter Natural Water Samples. *Anal. Chem.*, 80, 287–293. Saskatoon, Canadá.

Magnate, L. E., 2011. Variaciones morfológicas y morfodinámicas del arroyo El Cano en la última centuria. Causas e implicancias ambientales. Tesis de Licenciatura. Inédito.

Maldonado, L., 2012. Primer Informe Tesis Doctoral "Evaluación Hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de acuíferos confinados del Sur de Córdoba". Doctorado en Cs. Geológicas. UNRC. Inédito.

Maldonado, L., 2013. Segundo Informe Tesis Doctoral "Evaluación Hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de acuíferos confinados del Sur de Córdoba". Doctorado en Cs. Geológicas. UNRC. Inédito.

Maldonado, L., 2014. Tercer Informe Tesis Doctoral "Evaluación Hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de acuíferos confinados del Sur de Córdoba". Doctorado en Cs. Geológicas. UNRC. Inédito.

Martínez, D. E., Dapeña, C., Betancur Vargas, T., Panarello, H. O., Quiroz Londoño, O. M. y H. E. Massone, 2007. Environmental isotopes in the water cycle in the catchment of the Quequen grande river, Argentina. *International Symposium on Advances in Isotope*

Hydrology and its role in Sustainable Water Resources Management, (IHS–2007), Proceedings, V1:381-388. Viena, Austria.

Martínez, D., Solomon, K., Quiroz Londoño, M., Dapeña, C., Massone, H., Benavente, M., Panarello, H. y S. Grondona, 2010. Tiempo medio de residencia del flujo base en aguas superficiales de la llanura pampeña: aplicación de isótopos del agua, gases nobles y CFCs en el río Quequén Grande. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanura. Azul, Bs. As., Argentina.

Martino, R. D., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba (inérita).

Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y M. Arnosio, 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50: 60-77.

Martino, R., 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58: 549-571.

Matteoda, E., Blarasin, M., Cabrera, A., Gómez, L., Avalis, F. y A. Rumie Vittar, 2003. Los ecosistemas rurales del Sur de Córdoba y la problemática del arsénico en el agua subterránea: aspectos generales y ejemplos en las cuencas del arroyo del Barreal y Chaján. Presentado en la IX Reunión Nacional de Arsénico. Organizado por el Ministerio de Salud de la Nación.

Matteoda, E., Blarasin, M., Damilano, G. y A. Cabrera, 2008. Contaminación por nitratos en el acuífero freático: análisis del fondo natural y relaciones con las actividades de uso del territorio. IX Congreso ALHSUD Quito, Ecuador.

Matteoda, E., Blarasin, M., Cabrera, A., Alincaastro, N., Algozino, R. y J. Giuliano Albo, 2010. Agua de uso ganadero en el valle de la cruz: análisis hidrogeoquímico e hidrodinámico del acuífero freático. Córdoba. Argentina. El Ciclo del agua en agroecosistemas. Bs. As. Pág 27- ISBN 987-950-29-1233-2.

Matteoda, E. M. y Blarasin, M., 2011. Arsénico en aguas subterráneas en la zona rural de Elena, Córdoba. 1º Taller El Arsénico como factor limitante en la producción agrícola-ganadera. UBA.

Matteoda, E. M., 2012. Evaluación hidrodinámica e hidrogeoquímica de la cuenca del arroyo El Barreal para establecer línea de base ambiental, con énfasis en la geoquímica del cromo. Tesis doctoral UNRC. Inédito.

Merlivat, L. y Jouzel, J., 1979. Global climate interpretation of Deuterium and Oxygen-18 relationship for precipitation. *Jour. of Geophys. Res.*, 84 N°8: 5029-5033.

Miró, R. C., 1999. El Basamento Precámbrico-Paleozoico Inferior de las Sierras Pampeanas, Famatina, Cordillera Oriental y Puna. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales: 29(6): 133-135, Buenos Aires.

Mook, W., 2001. *Environmental Isotopes in the hydrogeology cycle. Principles and applications*. UNESCO/IAEA Series on. 1-800.

Mutti, D., 1997. La secuencia ofiolítica basal desmembrada de las sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 209- 218.

Mutti, D., Di Marco, A., Tourn, S., Herrmann, C., Geuna, S., Caccaglio, O. y S. Gonzáles Chiozza, 2005. Evolución metalogenética de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero: Ciclos prepampeano y pampeano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1): 104-121. Buenos Aires. Argentina.

Nicolli, H. B., Smedley, P. L. y J. O. Tullio, 1997. Aguas subterráneas con altos contenidos de flúor, arsénico y otros oligoelementos en el norte de la provincia de La Pampa: estudio preliminar. *Cong. Int. Sobre Aguas y Workshop sobre Química Ambiental y Salud*. Resúmenes, III-40. Buenos Aires.

Nier, A. O., 1950. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium. *Phys. Rev.* 77: 789.

Orbera Hernández, L. y Fernández, C., 1977. Métodos morfométricos para la búsqueda de estructuras nuevas. Revista la Minería en Cuba. Vol. III, N° 3.

Otamendi, J. E., 1995. Petrología, geoquímica y estructura del basamento Pre-Carbonífero del extremo sur de la Sierra Comechingones, Córdoba-San Luis, Argentina. Tesis Doctoral. Inédita. Universidad Nacional de Río Cuarto.

Otamendi, J., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y A. Tibaldi, 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 proto-Pacific margin of Gondwana. Gondwana Research, 7: 1143- 1155.

Panarello, H. O. y Parica, C. A., 1984. Isótopos del oxígeno en Hidrogeología y Geología. Primeros valores en agua de lluvia de Buenos Aires. Asoc. Geol. Argentina, Rev. XXXIX, 1 2, 3 11. Buenos Aires.

Passotti, P., 1974. La Neotectónica en la llanura pampeana. Fundamentos para el Mapa Neotectónico. Inst. de Fisiografía y Geología. Publ. LVIII, UNR. Rosario. Argentina.

PDIMES, Ravelo, C., 1990. Balance hídrico seriado - Índices de sequía y humedad del cultivo. Manual Teórico/operativo. Asociación Agronómica de Agrometeorología. 8 pág.

Quiroz Londoño, O. M., 2009. Hidrogeología e hidrogeoquímica de las cuencas de los arroyos Tamangueyú y El Moro, provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral. UNRC. Inédito.

Ramos, V. A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: a collisional story. Episodes, 11: 168-174.

Ramos, V. A., 1999a. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. Geología Argentina. Anales 29 (3): 41-96. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires, Argentina.

Ramos, V. A., 1999b. Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. Geología Argentina. Anales 29 (24): 715-784. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., y J. Otamendi, 2010. Pampia: a large cratonic block missing In the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50 (2010) 243-255.

Rapela, C. W., Toselli, A., Heaman, I. y J. Saavedra, 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; an inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: Kay, S. M. y Rapela C. W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper 241: 77-90. Boulder, Colorado.

Rapela, C. W., Saavedra, J., Toselli, A. y E. Pellitero, 1996. El plutonismo fuertemente peraluminoso de las Sierras Pampeanas Orientales. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 337-354.

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y C. Galindo, 1998. Early evolution of the proto-andean margin of South America. *Geology* 26 (8) 707-710.

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C. M. y J. Saavedra, 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in Central-East Valle Fértil and the Velasco Batholith. III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (III SSAGI). Publicación en CD-ROM. Artículo 616, 4 págs. Pucón.

Ravelo, C. y Herrero Machado, 1999. PDIWIN 1.0, Software para Balance hídrico seriado PDIMES, versión Windows.

Richards, L. A., 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Agricultural Handbook 60, 160 p.

Rivera, S., Godorecci, S., Borgel, L., Diaz, E., Fuchs, T. y M. I. Martin, 1993. Fluor: potenciales efectos adversos. *Rev. Chil. Pediatr.* 64 (4); 278-283. Chile.

ROCKSTAT, 1991-1994. Statistical Calculation and Plotting Software. A Rockworks Application. Scientific Software. Versión 2. Rock Ware, Inc.

Rolleri, E. O., 1976. Sistema de Santa Bárbara. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 240-255.

Russo, A., Ferello, R. y G. Chebli, 1979. Llanura Chaco Pampeana. Geología Reg. Argentina. Vol. I. Pp. 139-183.

Sagripanti, G., Origlia, D. y O. Campanella, 1998. Sismicidad en una región de intraplaca. Cba. Arg. Actas Conf. Intern. Sistemas modernos de Preparación y Respuesta ante Riesgos Sísmicos, Volcánicos y Tsunamis". Chile. pp. 281 - 293.

Sagripanti, G., 2006. Neotectónica y Peligro sísmico de la región de Sampacho. Dpto. Río Cuarto, Prov. De Córdoba. Tesis Doctoral. UNRC. Inédito.

Sagripanti, G., Villalba D., Bettiol A. y C. Seitz, 2009. Sismicidad y paleosismicidad en la región sur de la prov. Cba. Análisis del peligro y riesgo sísmico asociado. Rev. ASAGAI N° 23: 45-53. ISSN 1851-7838.

Sánchez, M. L., Villegas, M. y D. Poiré, 1990. Paleogeografía del Cretácico Inferior en el área de Sierra de los Cóndores, Prov. de Córdoba, Rep- Argentina. Actas III Reunión Argentina de Sedimentología. 235-246.

Sánchez, M., Ancheta, D. y R., Marclé, 2002. Rocas volcánicas cretácicas de la cuenca El Pungo, Córdoba. 15° Congreso Geológico Argentino.

Sánchez-Vila, X., 2009. Introducción. En: Hidrogeología, conceptos básicos de hidrología subterránea. Editores Comisión Docente Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona, España. Páginas: 31-107.

Santa Cruz, J. N., 1972. Geología al E de la sierra Chica (Cba.) entre La Granja y Unquillo, con especial referencia a las entidades sedimentarias. V Congr. Geol. Argentino. IV: 221-234.

Sato, A. M., González, P. D. y E. J. Llambías, 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Rev. Asoc. Geol. Argentina, 58: 487-504.

Savini, J. A., 2014. Caracterización geoquímica del acuífero libre de la cuenca del arroyo Mosuc Mayú, Córdoba. Aportes al conocimiento y cálculo del fondo natural de la calidad del agua. Tesis de Licenciatura. Inédito.

Shiklomanov, I. A., 1997. Comprehensive Assessment of the Freshwater Resources of the World, Water Futures: Assessment of Water Resources and Water Availability in the World. Organización Meteorológica Mundial e Instituto del Medioambiente de Estocolmo.

Schwartz, J. J., Gromet, L. P. y R. C. Miró, 2008. Timing and duration of the Calc Alkaline Arc of the Pampean Aorogeny: Implications for the late Neoproterozoic to Cambrian evolution of Western Gondwana. *The Journal of Geology*, vol.116: 39-61. USA.

Simpson, C., Law, R. D., Gromet, L. P., Miró, R., y C. J. Northrup, 2003. Paleozoic deformation in the Sierras de Córdoba and Sierra de Las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 749-764.

Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. y R. Miró, 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The proto- Andean margin of Gondwana*. Geol. Society, London, Special public. 142: 259-281.

Smedley, P. y Kinniburgh, D., 2002. Source and behavior of arsenic in natural waters. British Geological Survey, Wallingford. UK.

Stelzner, A., 1873. Comunicaciones al Profesor H. B. Geinitz. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie*, Ibidem 1873: 726-746, 1873. Traducido por R. Kittl, 1966 en Academia Nacional de Ciencias, Boletín 45:115-150, Buenos Aires.

Thornthwaite, C. W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* 38 (1): 55-94.

Thornthwaite, C. y Mather, 1955. The water balance. Drexel Institute of Technology. *Publications in Climatology* VIII (1):104 pp. New Jersey.

UNESCO. PHI (Programa Hidrológico Internacional). <http://www.unesco.org/new/es/natural-sciences/environment/water/ihp> [Consulta: Junio de 2013].

Valencia, E. R., 2008. Análisis petro-estructural entre los arroyos El Cano y San Antonio, Sur-Este de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de Licenciatura. Inédito.

Vázquez-Suñé, E., 2009. Hidroquímica. En: Hidrogeología, conceptos básicos de hidrología subterránea. Editores Comisión Docente Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona, España. Páginas: 426-471.

Vázquez-Suñé, E., Manzano, M. y A. Soler, 2009. Isotopía ambiental aplicada a las aguas subterráneas. En: Hidrogeología, conceptos básicos de hidrología subterránea. Editores Comisión Docente Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona, España. Páginas: 426-471.

Way, K., Fano, L., Scott, M. R. y K. Thew, 1950. Nuclear data. A collection of experimental values of halflives, radiation energies, relative isotopic abundances, nuclear moments and cross-sections. Natural Bureau of Standards U S Circ 499.

Zack, A., 1980. Geochemistry of fluoride in the Black Creek aquifer system of Horry and Georgetown counties, South Carolina and its Physiological implications. Geological Survey water-supply paper 2067.

